





دانشگاه آزاد اسلامی
واحد علوم و تحقیقات

رساله دکتری رشته فیزیک دریا (PHD)

موضوع:

مدل سه بعدی گردش آب با الگوی باد متغیر در دریای خزر

استاد راهنما:
دکتر رضا غیاثی

استاد مشاور:
محرم دولتشاهی

نگارش:
سورنا نسیمی

سال تحصیلی ۱۳۸۳

سپاسگذاری

با توجه به عنایت پروردگار و الطاف و راهنمایی‌های اساتید گرامی، توفیق اتمام این

رساله را بدست آوردم.

لذا بر خود لازم می‌دانم که مراتب سپاسگذاری و قدردانی خود را از تمامی اساتید دوران تحصیل بنمایم. بخصوص از اساتید محترم جناب آقای دکتر رضا غیاثی به عنوان استاد راهنما، جناب آقای دکتر محرم دولتشاهی به عنوان استاد مشاور و جناب آقای دکتر بیدختی به عنوان مدیر محترم گروه فیزیک دریا، نهایت امتنان و سپاسگذاری را دارم. همچنین از مراکز تحقیقاتی و اساتیدی که با فرستادن مقالات و راهنمایی‌های مفیدشان مرا یاری دادند، تشکر فراوان دارم.

- دکتر هادی فدوی حسینی به خاطر راهنمایی‌ها و دادن اطلاعات مفید.
- دکتر اسدالله رضایی از دانشگاه UMIST انگلستان به خاطر فرستادن مقالات جریانات ناشی از باد در دریاچه‌ها.
- دکتر David Schwab از آزمایشگاه تحقیقات محیطی دریاچه‌های بزرگ میشیگان آمریکا به خاطر فرستادن مقالات متعدد در مورد کارهای انجام شده روی دریاچه‌های بزرگ.
- مرکز تحقیقات آب دریای خزر بخاطر اطلاعات هواشناسی حاشیه دریای خزر و دادن گزارش و اطلاعات کشتی تحقیقاتی حاجی‌علی‌اف در تابستان ۷۴،۷۵.

تقدیم به:

پدر و مادرم؛

که تمام عشق و مهربانی را نثارم کردند؛

همسر عزیزم؛

به خاطر صبر و فداکاری؛

و

وجودم دخترم آرینا.



ISLAMIC AZAD UNIVERSIT
SCIENCE AND RESEARCH CENTER

P.H.D. THESIS
IN PHYSICAL OCEANOGRAPHY

RESEARCH TITLE:
*Three-dimensional circulation of water with
variable wind in the Caspian Sea*

SUPERVISORS:
Dr: R. Ghiussi
Dr: M. Dolatshahie

PREPARED BY:
S. Nasimi

Summer 2004

فهرست مطالب

فصل اول

مقدمه

۱-۱- مقدمه	۲
۱-۲- گردش آب در اقیانوسها	۳
۱-۲-۱- عوامل اصلی گردش آب	۳
۱-۲-۲- اهمیت گردش آب	۴
۱-۲-۳- مدل سازی گردش آب	۴
۳-۱- تاریخچه مطالعات	۵
۴-۱- هدف کار حاضر	۸

فصل دوم

دریای خزر و پارامترهای مطالعاتی

۱-۲- مشخصات عمومی دریای خزر	۱۰
۱-۱-۲- چگونگی تشکیل دریای خزر	۱۰
۲-۱-۲- موقعیت جغرافیایی و ابعاد دریای خزر	۱۰
۲-۱-۳- عمق و هیدروگرافی شکل دریای خزر	۱۲
۲-۱-۴- ارتباط خزر با دریاهای آزاد جهان	۱۵
۲-۲- مشخصات هیدورلیکی دریای خزر	۱۵
۲-۲-۱- بادهای دریای خزر	۱۵
۲-۲-۲- جریانهای دریای خزر	۱۷
۲-۲-۳- امواج دریای خزر	۱۹
۲-۲-۴- رودهایی که به دریای خزر می ریزند	۱۹
۲-۲-۵- نوسانات سطح آب دریای خزر	۲۲
۲-۳- پارامترهای فیزیکی دریای خزر	۲۳
۲-۳-۱- دمای آب دریای خزر	۲۳

۲-۳-۲- ترموکلاين دريای خزر	۲۴
۳-۳-۲- وضعیت یخبندان در دریای خزر	۲۸
۴-۳-۲- شوری آب در دریای خزر	۲۸
۴-۲- اندازه گیری محیطی و محاسبه پارامترهای فیزیکی در دریای خزر	۲۹
۱-۴-۲- ایستگاه های ثابت	۲۹
۲-۴-۲- سفر تحقیقاتی دریای خزر	۲۹
۳-۴-۲- تنش باد در دریای خزر	۳۵
۴-۴-۲- سرعت اصطكاکی و عمق نفوذ اصطكاك	۳۶
۵-۴-۲- عدد ریچاردسون در دریای خزر	۳۷
۶-۴-۲- لزجت افقی و عمودی در دریای خزر	۳۷
۷-۴-۲- ضریب پخش گرمایی برای دریای خزر	۳۸

فصل سوم

مدلسازی سه بعدی و معادلات حاکم

۱-۳- معرفی مدل	۴۰
۲-۳- معادلات دیفرانسیل حاکم	۴۱
۳-۳- میدان محاسباتی و شبکه بندی مدل	۴۵
۴-۳- اطلاعات و پارامترهای لازم برای شرایط مرزی مدل	۴۵
۱-۴-۳- تصحیحات اعمالی بر داده های باد (SPM)	۴۶
۲-۴-۳- تهیه مدل رقومی ارتفاع سطح و سرعت باد (DEM) در دریای خزر	۵۲
۵-۳- شرایط مرزی و فرضیات مدل	۵۵
۶-۳- حل عددی مسئله گردش در دریای خزر	۵۵

آزمایش های انجام شده با استفاده از مدل جهت کنترل برنامه کامپیوتری

۶۰	۴-۱- مقدمه
۶۰	۴-۲- آزمایش اول باد در جهت x
۶۰	۴-۲-۱- شرایط هندسی و مرزی در آزمایش اول
۶۱	۴-۲-۲- نتایج محاسبات آزمایش اول
۶۳	۴-۳- آزمایش دوم ، باد دو جهته در امتداد محور y
۶۳	۴-۳-۱- شرایط هندسی و مرزی در آزمایش دوم
۶۳	۴-۳-۲- نتایج محاسبات آزمایش دوم
۶۵	۴-۴- آزمایش سوم ، باد دو جهته در امتداد محور x
۶۵	۴-۴-۱- شرایط هندسی و مرزی
۶۵	۴-۴-۲- نتایج محاسبات در آزمایش سوم
۶۹	۴-۵- آزمایش چهارم ، باد دورانی ساعتگرد
۶۹	۴-۵-۱- شرایط هندسی و مرزی
۶۹	۴-۵-۲- نتایج محاسبات در آزمایش چهارم
۷۲	۴-۶- آزمایش پنجم بررسی اثر فشردگی جریان در مرزهای غربی
۷۲	۴-۶-۱- شرایط هندسی و مرزی
۷۴	۴-۷- آزمایش هفتم، بکارگیری مدل های توربولنسی با لایه کامل برای جریان های القایی در یک کانال
۷۴	۴-۷-۱- شرایط هندسی و مرزی
۷۴	۴-۷-۲- نتایج محاسبات

فصل پنجم

نتایج مدل سه بعدی جریان آب در دریای خزر و بررسی امواج کلونین

۷۷	۵-۱- مقدمه
----	------------

۷۷ ۲-۵- نتایج حاصل از حل عددی مسئله گردش

۹۶ ۳-۵- بررسی امواج لبه‌ای (کلوین)

فصل ششم

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۱۱۰ ۱-۶- خلاصه ای از کار انجام شده

۱۱۰ ۲-۶- بحث نتایج

۱۱۲ ۳-۶- نتیجه‌گیری

۱۱۴ ۴-۶- پیشنهادات

۱۱۵ منابع

فهرست اشکال

- شکل (۱-۱) جریانه‌های اصلی در سطح دریای ۷
- شکل (۲-۱) مقایسه پروفیل دمای حاصل از مشاهده و حل عددی ۷
- شکل (۱-۲) کانتورهای هم عمق در قسمت‌های مختلف دریای خزر ۱۳
- شکل (۲-۲) نقشه هیدروگرافی دریای ۱۴
- شکل (۳-۲) نقشه شماتیک انواع میدان‌های بادخیز در دریای خزر ۱۶
- شکل (۴-۲) نمونه ای از نحوه گردش عمومی آب در دریای خزر ۱۸
- شکل (۵-۲) نقشه هیدرولوژی دریای ۲۱
- شکل (۶-۲) ترموکلاین در دریای ۲۶
- شکل (۷-۲) دمای سطح آب در زمستان و ۲۷
- شکل (۸-۲) دمای سطح آب در چهار ماه از ۲۷
- شکل (۹-۲) موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی در دریای خزر ۳۳
- شکل (۱۰-۲) موقعیت ایستگاه‌های مطالعاتی در دریای خزر ۳۴
- شکل (۱-۳) ضریب تأثیر فاکتور ۴۷
- شکل (۲-۳) ضریب تصحیح اختلاف دمای سطح آب و ۴۷
- شکل (۳-۳) ضریب تصحیح مدت وزش ۴۸
- شکل (۴-۳) شبکه بندی و مرز دریای خزر در مدل ۵۰
- شکل (۵-۳) شبکه بندی برای مدل سه بعدی دریای ۵۱
- شکل (۶-۳) فرآیند ساخت DEM از اطلاعات برداری ۵۲
- شکل (۷-۳) طرح شماتیک روش عکس مربع فاصله ۵۳
- شکل (۸-۳) موقعیت باد دور از ساحل ۵۴

شکل (۱-۴) شمای سه بعدی حوزه در آزمایش اول ۶۰

- شکل (۲-۴) توزیع تابع جریان به همراه سرعت جریان در آزمایش اول لایه اول ۶۲
- شکل (۳-۴) نمودار تابع جریان بر حسب عمق در امتداد محور عرضی در آزمایش اول ۶۲
- شکل (۴-۴) نمودار تابع جریان بر حسب عمق در امتداد محور طولی در آزمایش اول ۶۲
- شکل (۵-۴) شمای سه بعدی حوزه در آزمایش دوم با توجه به جهت وزش باد ۶۳
- شکل (۶-۴) توزیع تابع جریان به همراه بردار سرعت جریان در آزمایش دوم لایه اول ۶۴
- شکل (۷-۴) نحوه توزیع جریان در آزمایش دوم لایه سوم ۶۴
- شکل (۸-۴) شمای سه بعدی حوزه در آزمایش سوم با توجه به نوع الگوی باد ۶۵
- شکل (۹-۴) نمودار سرعت و تابع جریان در آزمایش سوم لایه اول ۶۶
- شکل (۱۰-۴) وضعیت تابع و سرعت جریان در آزمایش سوم در لایه سوم در محور طولی ۶۷
- شکل (۱۱-۴) وضعیت تابع جریان بر حسب عمق در محور طولی ۶۸
- شکل (۱۲-۴) وضعیت تابع جریان بر حسب عمق در محور عرضی ۶۸
- شکل (۱۳-۴) شمای سه بعدی حوزه در آزمایش چهارم با توجه به الگوی باد ۶۹
- شکل (۱۴-۴) الگوی سرعت جریان در آزمایش چهارم لایه اول ۷۰
- شکل (۱۵-۴) نحوه توزیع جریان در آزمایش چهارم لایه سوم ۷۱
- شکل (۱۶-۴) وضعیت تابع جریان بر حسب عمق در محور طولی ۷۱
- شکل (۱۷-۴) شمای سه بعدی در آزمایش پنجم با توجه به الگوی باد ۷۲
- شکل (۱۸-۴) نمودار تابع جریان و سرعت جریان در آزمایش پنجم لایه اول ۷۲
- شکل (۱۹-۴) نمودار تابع جریان در آزمایش پنجم لایه سوم ۷۳
- شکل (۲۰-۴) شمای سه بعدی حوزه در آزمایش هفتم ۷۴
- شکل (۲۱-۴) مقایسه بین نمودار توربولنسی، تحلیلی و مدل عددی ارائه شده ۷۵
-
- شکل (۱-۵) هیدروگرافی دریای خزر در حالت دو بعدی ۷۸
- شکل (۲-۵) هیدروگرافی دریای خزر در حالت سه بعدی ۷۸

- شکل (۳-۵) الگوی توزیع میدان باد (بصورت ثابت) در روز ۱۵ شهریور ساعت ۶ ۷۹
- شکل (۴-۵) الگوی میدان باد در روز ۱۵ شهریور ساعت (۶ تا ۱۲) ۸۰
- شکل (۵-۵) الگوی میدان باد در روز ۱۵ شهریور ساعت (۱۲ تا ۱۸) ۸۱
- شکل (۶-۵) توزیع تابع جریان و سرعت جریان در سطح دریای خزر در ساعت ۶ ۸۲
- شکل (۷-۵) توزیع تابع جریان و سرعت جریان در لایه چهارم در ساعت ۶ ۸۳
- شکل (۸-۵) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور عرضی $z = 35 \text{ Km}$ در ساعت ۶ ۸۴
- شکل (۹-۵) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور عرضی $z = 50 \text{ Km}$ در ساعت ۶ ۸۴
- شکل (۱۰-۵) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور طولی $i = 15 \text{ Km}$ در ساعت ۶ ۸۶
- شکل (۱۱-۵) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور طولی $i = 35 \text{ Km}$ در ساعت ۶ ۸۶
- شکل (۱۲-۵) توزیع تابع جریان و سرعت جریان در سطح دریای خزر در ساعت ۱۲ ۸۷
- شکل (۱۳-۵) توزیع تابع جریان و سرعت جریان در ساعت ۱۲ ۸۸
- شکل (۱۴-۵) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور عرضی $z = 35 \text{ Km}$ در ساعت ۱۲ ۸۹
- شکل (۱۵-۵) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور عرضی $z = 50 \text{ Km}$ در ساعت ۱۲ ۸۹
- شکل (۱۶-۵) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور طولی $i = 35 \text{ Km}$ در ساعت ۱۲ ۹۱
- شکل (۱۷-۵) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور طولی $i = 25 \text{ Km}$ در ساعت ۱۲ ۹۱
- شکل (۱۸-۵) توزیع تابع جریان و میدان سرعت جریان در سطح دریای خزر در ساعت ۱۸ ۹۲
- شکل (۱۹-۵) توزیع تابع جریان و میدان سرعت جریان در لایه چهارم در ساعت ۱۸ ۹۲
- شکل (۲۰-۵) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور طولی $i = 15 \text{ Km}$ در ساعت ۱۸ ۹۴
- شکل (۲۱-۵) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور طولی $i = 25 \text{ Km}$ در ساعت ۱۸ ۹۴
- شکل (۲۲-۵) پروفایل تغییرات تابع جریان در محور عرضی $z = 35 \text{ Km}$ در ساعت ۱۸ ۹۵
- شکل (۲۳-۵) پروفایل تغییرات تابع جریان در محور طولی $z = 50 \text{ Km}$ در ساعت ۱۸ ۹۵

فصل اول

مقدمه

بشر همواره به دریا و اقیانوس به عنوان منابعی که می‌تواند نیازهای حال و آینده او را تأمین کند توجه ویژه‌ای داشته، بخصوص در دهه اخیر که علاوه بر مسائل اقتصادی، سیاسی نظامی بحث استفاده از انرژیهای نو و جایگزینی بجای انرژی فسیلی به علت زیست محیطی همچنین بدلیل کم شدن منابع فسیلی در آینده نه چندان نور، محققین را بر آن داشته که هر چه بیشتر به دنبال شناخت و استفاده از این منبع انرژی باشند. مطالعه و تحقیق در این امر در کشورهای اروپایی، آمریکا و شوروی سابق از دهه گذشته رشد سریع به خود گرفته است. متأسفانه در کشور ما ایران با داشتن بیش از ۳۰۰۰ کیلومتر مرز دریایی هنوز اطلاعات جامع و دقیق موجود نیست. لذا این وظیفه در مرحله اول متوجه محققین در این زمینه و همچنین توجه مسئولین مربوطه که با حمایت و پشتیبانی و خرید و تجهیز کشتیهای تحقیقاتی راه را برای مطالعات بیشتر برای محققین میسر سازند لذا با توجه به اهمیت موضوع در این تحقیق سعی کرده ایم که بتوانیم مدلی برای بررسی بر روی جریانات ناشی از باد ارائه دهیم.

دریای خزر بزرگترین دریاچه جهان محسوب می‌شود که از قسمت شمالی و مرکزی و قسمتی از بخشهای جنوبی آن متعلق به کشورهای روسیه، ترکمنستان و آذربایجان و بقیه در ناحیه جنوبی متعلق به ایران است. این دریاچه با وجود اینکه همه خصوصیات یک دریا را ندارد. اما از دیرباز به خاطر بزرگی و مقدار کمی نمکش آن را دریا می‌نامیده‌اند. بعد از فروپاشی اتحاد جماهیر شوروی و مشکلات فراوان توسط کشورهای استقلال یافته در مورد رژیم حقوقی دریای خزر بوجود آمد که این مسائل نیز بر روی تحقیقات دریا تأثیر گذاشته است.

اگر چه کارهای تحقیقاتی و گشتهای دریایی برای بررسی ویژگی فیزیکی و شیمیایی اکولوژی و بیولوژیکی آن صورت گرفته است، اما هنوز اطلاع جامعی در اختیار نداریم. نبودن اطلاعات و داده‌های منظم و مرتب جهت بررسی شرایط اولیه و نداشتن اطلاعات هیدرودینامیکی در آبهای دور از ساحل و حتی نزدیک ساحل و همچنین امکان مقایسه نتایج محاسباتی با واقعیات و اندازه گیری میدانی از موانع تحقیقات بر روی این دریاچه است.

آنچه مسلم است فرایندهای هیدرودینامیکی بطور مستقیم در اکولوژی و بیولوژی سیستم موثر هستند همچنین مسائل آلودگی نفتی و جهت حرکت آن با توجه به سیستم کلی گردش آب در دریای خزر حائز

اهمیت است که می‌تواند به سواحل ایران و نهایتاً بر ساختار حرارتی در دریا و نیز مسائل مربوط به شیلات موثر باشد.

یکی از مهمترین روشها برای تخمین پارامترهای هیدرودینامیکی مدلسازی می‌باشد. لذا با داشتن پارامترهای هیدرودینامیکی دریاچه برای برنامه ریزی و بهره‌وری حائز اهمیت است. در واقع مدلسازی گردش دریای خزر ناشی از فقدان مشاهدات می‌باشد که بتوان جریان گردش و همچنین نیروهای حاکم را بخوبی مشخص کرد.

۱-۲- گردش آب در اقیانوسها

۱-۲-۱- عوامل اصلی گردش آب

بطور کلی انرژی تشعشعی خورشید عامل اصلی به وجود آمدن گردشهای اقیانوسی و جوی است و در حقیقت باید این دو گردش را همزمان مورد بررسی قرار داد. زیرا شرایط مشاهده شده نتیجه‌ای از عکس‌العمل متقابل بین اقیانوس و جو می‌باشد. گردشهای اقیانوسی به دو نوع تقسیم می‌شوند.

• **گردش ترموکلاين:** که ناشی از تغییر در وضعیت هوا و یا تغییرات اقلیمی است و زمانی رخ می‌دهد که تغییرات چگالی آب به علت تغییرات دمای و یا شوری در بخشی از توده آب به وجود آید. این گردش یک جریان عمودی است که تا عمق متوسط و حتی کف اقیانوس ادامه داشته و جریان افقی را به دنبال دارد [۴۷].

• **گردش ناشی از رانش باد:** ناشی از وجود تنش باد بر روی سطح دریا است ولی در اقیانوس باز به علت نیروی کوریولیس ناشی از چرخش زمین و اصطکاک سیال، جهت حرکت آب در جهت باد نبوده و در سطوح فوقانی به سمت راست جهت باد (در نیمکره شمالی) حرکت می‌کند. این گردش اصولاً یک حرکت افقی است که می‌تواند موجب حرکات عمودی گردد.

۱-۲-۲- اهمیت گردش آب

اثرات اصلی گردش آب در نقاط مختلف را می‌توان بصورت زیر برشمرد:

- اثر بر آب و هوای منطقه: مانند جریان گلف استریم که از خلیج مکزیک سرچشمه می‌گیرد و هوای شهر لندن را معتدل می‌کند. اگر جریان گلف استریم وجود نداشت بریتانیا بسیار سردتر از آنچه که اکنون است می‌بود.
- اثر بر ماهیگیری: جریانهای دریایی مواد غذایی و املاح دریا را بر سطح آب آورده و یا از محل غیر قابل دسترسی به محل قابل استفاده می‌آورند و ایجاد مناطق تجمع ماهی می‌نمایند.
- اثر بر ساختمان زمین: جریانها به دلیل حمل مواد رسوبی از سویی به سوی دیگر باعث ایجاد تغییراتی در ساختمان زمین می‌شوند.

۱-۲-۳- مدل سازی گردش آب

مدل سازی گردش اقیانوس‌ها را می‌توان به دو صورت انجام داد:

الف) مدل‌های تحلیلی: این مدلها از فرموله کردن ریاضی معادلات حاکم با توجه به مشاهدات و اندازه‌گیری‌ها تهیه می‌شوند (بدلاسکی، ۲۰۰۱).

ب) مدل‌های عددی: این مدلها جوابهای تقریبی معادلات دیفرانسیل حاکم بر حرکت را با کاربرد روشهای عددی مختلف برای حل معادلات مذکور برای شرایط هندسی پیچیده استفاده می‌شوند. یکی از عوامل اصلی گردش سه بعدی در یک دریاچه وجود تنش باد در سطح آب دریاچه می‌باشد. سرعت باد عمدتاً در طول روزها و ساعتهای مختلف متغیر است، اگر از گزارشات اقلیمی باد و جریانات در طول زمان متوسط‌گیری شود معمولاً مؤلفه‌های میانگین باد قابل ملاحظه و حرکات آب را در مکانهای مختلف نشان می‌دهد.

عامل دیگری که در حرکت آب در دریاچه‌ها مؤثر است چینه‌بندی لایه‌های آب است که تابع تغییرات دما و تابع شوری می‌باشد. تغییرات افقی چگالی منجر به گرادیان فشار داخلی و حالت کژفشاری (باروکلینیکی) گشته و همچنین بر پایداری چینه بندی قائم ستون آب اثر می‌گذارد، در این حالت انتقال جرم در اثر تغییرات اندازه حرکت توسط فرآیند آمیختگی در مقیاس کوچک بوجود آمده و چسبناکی پیچکی قائم گسترش می‌یابد تا منجر به ترموکلاین گردد. گردشهای ناشی از وزش باد در حوزه‌ها با توجه به مقیاس حوضه، معمولاً تحت تأثیر فضایی چرخش، تنش باد و تغییرات عمق می‌باشد بطوری که اثرات تغییرات تاوایی زمینه، توپوگرافی و کرل باد در معادلات حاکم خواهند بود. در مدل‌سازی حرکت

بزرگ مقیاس در یک حوضچه کم عمق با بکار بستن تقریبهایی در معادلات مدل کلی به دو زیر مدل افقی و قائم تبدیل شده و با حل معادلات شبه افقی به حل قائم نیز دسترسی خواهیم یافت. سپس این فرمولهای شبه افقی متوسط، با روشهای تحلیلی و تکنیکهای عددی قابل حل خواهند بود. برای حل، ابتدا این فرمولها به معادلات دیفرانسیل نسبت به زمان تبدیل می گردند و این کار به روشهای مختلف عددی گسسته سازی می شود و سپس توسط کامپیوتر حل می گردد و برای معتبرسازی با واقعیت مقایسه می شود.

۱-۳- تاریخچه مطالعات

یک مدل عددی که با در نظر گرفتن هندسه دریاچه قادر به پیشبینی گردش آب باتوجه به جهت وزش باد بود، اولین بار به منظور مدل سازی بزرگ مقیاس در اقیانوس ها توسط سرکیسیان (۱۹۷۵) برای آتلانتیک شمالی انجام گرفت. برایان (۱۹۶۳) با بکارگیری روشهای عددی و با استفاده از پیش بینی وضع هوا برای حل معادله تاوایی باروتروپیکی (فشار ورودی) در یک حوزه مکعب مستطیل شکل بصورت دو بعدی ناشی از رانش باد را در اقیانوس آرام شمالی بدست آورد. کوکس^۱ (۱۹۷۰) برگشت جریانها در اقیانوس هند را در زمان تغییر بادهای موسمی بصورت یک مدل عددی نشان داد. این مدل سه بعدی است که دارای هفت سطح تراز قائم بوده و جریان سومالی را ناشی از مونسون بعنوان یک اثر محلی نتیجه می دهد. هالند و هریشمن^۲ (۱۹۷۷) نیز مدل جریان گلف استریم و جریانهای استوایی را مورد بررسی قرار دادند. توان تفکیک آن یک درجه طول و عرض جغرافیایی و دارای ۱۴ سطح تراز قائم بود. این نوع مدلها نیز توسط هامبلین^۳ (۱۹۶۷) شروع و تا سال (۱۹۷۲) توسط دیگران ادامه و توسعه داده شد.

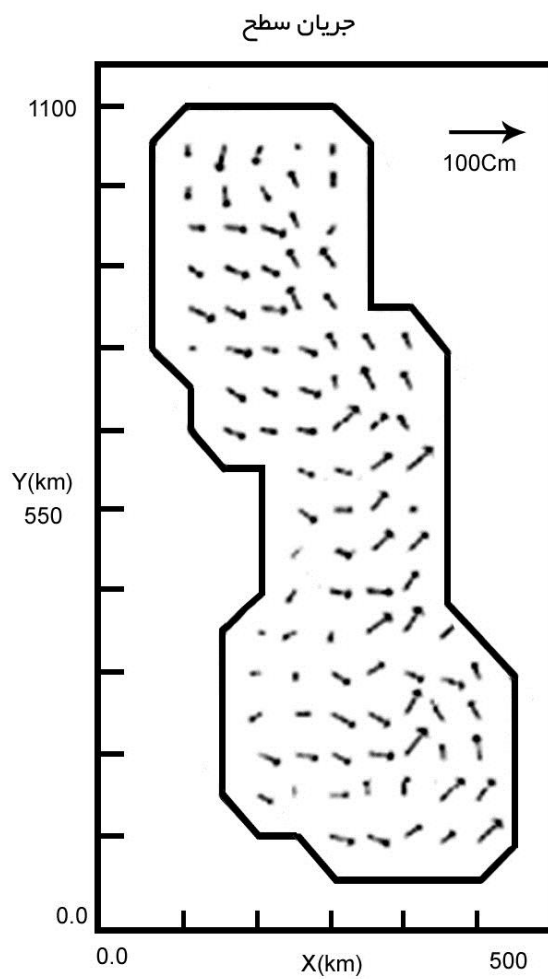
Hrishman³ - Hamblin,¹ - Cox² - Holland

اولین مدل های عددی سه بعدی گردش و ساختار دما بصورت ترکیبی از دو لایه و یا بیشتر، با در نظر گرفتن تبادلات بین سطوح توسط لی و لیجیت^۱، بنت^۲ و شووب^۳ و همکاران استفاده و توسعه داده شد

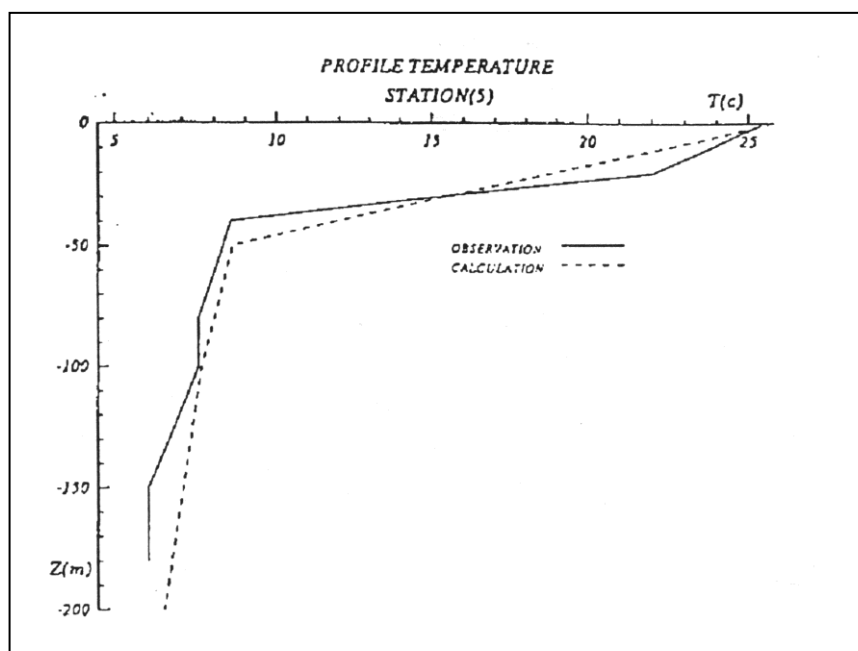
که تکنیک‌هایی را در نحوه مدل کردن ساختار گردش و ساختار دما در دریاچه‌ها نشان می‌داد. کسندی (۱۹۷۶)^۱، بنت (۱۹۷۷) و سیمونس (۱۹۸۶-۱۹۷۴)^۲ بطور گسترده در اقداماتی هماهنگ درکی از محدودیت‌ها و پایداری این مدل‌ها را در بررسی تحلیلی ارائه دادند، که کارهای بعدی آنها و همچنین محققان دیگر روی مدل کردن دریاچه‌ها مورد بررسی قرار گرفت. این مدل‌ها بیشتر بر روی دریاچه‌های آنتریو^۳، ایری^۴ و میشیگان^۵ مورد ارزیابی قرار گرفت. از کارهای انجام شده بر روی دریاچه‌های بسته نیز می‌توان به کارهاتر و وانک (۲۰۰۱) که به بررسی مدل سه بعدی جریان آب ناشی از باد با الگوی متغیر در دریاچه ماینو می‌پردازد، اشاره نمود [۸،۱۲،۱۷،۲۱،۲۳،۲۴،۳۹،۴۲،۴۵،۴۷،۴۸]. از کارهای صورت گرفته در دریاچه خزر می‌توان به بررسی مدل اولیه سه بعدی جریان توسط فدوی حسینی در سال ۱۳۷۷ اشاره کرد. در این مدل تغییرات در میدان استرس باد، چینه بندی چگالی پایداری و ضریب پخش و پارامتر کوریولیس ثابت فرض شده است. میدان دمایی اولیه از اطلاعات و گزارشات موجود در حوزه‌های شمالی، میانی و جنوبی از گشت دریایی سال ۱۳۷۴ استفاده شده است. پخش پیچکی تکانه عمودی و افقی و پخش گرمایی از فرمول مانک - اندرسون محاسبه شده است. شبکه افقی یکنواخت به ابعاد ۵۰×۵۰ کیلومتر و در جهت قائم در ۶ لایه به ترتیب از سطح تا عمق ۵۰، ۱۰۰، ۲۰۰، ۲۵۰، ۵۰۰ و ۸۰۰ متر در نظر گرفته شده است که جریانات و ساختار دما را در دریای خزر نشان می‌دهد.

شکل (۱-۱) و (۲-۱) جریانه‌های اصلی در سطح دریای خزر و مقایسه پروفیل دمای حاصل از مشاهده و حل عددی توسط فدوی حسینی را نشان می‌دهند.

¹-Lee and Liggett ²-Bennet ³-Schwab ⁴-Csanady ⁵-Simons ⁶-Ontario ⁷-Erie ⁸-Michigan



شکل (۱-۱) جریانهای اصلی در سطح دریای خزر حاصل از مدل عددی در حالت پایا توسط فدوی حسینی [۸،۹]



شکل (۲-۱) مقایسه پروفیل دمای حاصل از مشاهده و حل عددی در ایستگاه شماره (۵) [۹]

۱-۴- هدف کار حاضر

کیفیت پیش بینی مدل دریای خزر بطور گسترده به پیش بینی یک مدل جوی کامل وابسته است، بخصوص به شرایط باد، در نظر گرفتن اثرات اصطکاکی و بررسی مدل در شرایط وابسته به زمان. هدف کار حاضر ارائه مدلی است که قادر باشد گردش و ساختار دما را با الگوی باد متغیر در یک مقیاس بزرگ به خوبی نشان دهد.

مدل کامپیوتری ارائه شده در این تحقیق یک مدل سه بعدی وابسته به زمان است و می تواند جریانهای ناشی از باد را در دریاچه های بزرگ نشان دهد. فصلهای این پایان نامه شمال موارد زیر است:

- فصل اول به مدلسازی جریان آب در دریای خزر اختصاص داده شده است.
- فصل دوم، مشخصات عمومی دریای خزر و پارامترهای فیزیکی آن را ارائه می کند.
- فصل سوم، روش تحقیق، مدلسازی سه بعدی و بدست آوردن معادلات حاکم
- فصل چهارم، برنامه کامپیوتری و حل عددی مدل و کنترل آن توسط روشهای مختلف
- فصل پنجم، نتایج مدل سه بعدی در دریای خزر و بررسی امواج کلوین.

فصل دوم

دریای خزر و پارامترهای مطالعاتی

مشخصات عمومی دریای خزر به شرح زیر است:

۲-۱-۱- چگونگی تشکیل دریای خزر

دریای خزر در شمال ایران بزرگترین دریاچه روی زمین می‌باشد و به همین جهت دریا نیز گفته می‌شود. این دریا بزرگترین قسمت باقیمانده از تجزیه دریای قدیمی تیس است که در دوران اول تا سوم زمین شناسی از قطب شمال تا اقیانوس هند امتداد داشته که با جابجائی و تغییر مکان موضعی یا کلی این دریا که عمدتاً ناشی از تحولات عظیم زمین شناسی منطقه ای نظیر تشکیل و بروز چین خوردگیهای از قبیل آلپ، البرز و رشته کوههایی همانند قفقاز تجزیه و تقسیم شده و با بالا آمدن قاره اروپا و پیدایش فلات ایران دریاچه‌هایی از جمله دریاچه خزر بوجود آمده اند.

۲-۱-۲- موقعیت جغرافیایی و ابعاد دریای خزر

دریای خزر، در شمال ایران و جنوب روسیه بین عرضهای جغرافیایی شمالی 36°33' تا 47°07' و طول جغرافیایی 46°43' تا 54°50' قرار دارد. این دریا بین چند کشور به شرح زیر قرار دارد. ایران در جنوب، ترکمنستان در شرق، قزاقستان در شرق و شمال شرقی، روسیه در شمال، داغستان در غرب و جمهوری آذربایجان در جنوب غربی است. در بین کشورهای مذکور قزاقستان دارای بیشترین ساحل از دریای خزر می‌باشد.

سواحل دریای خزر از لنگران به طرف جنوب و سراسر ساحل جنوبی آن بوسیله کوههای بلند احاطه شده است این کوهها عبارتند از کوههای تالش، سلسله جبال بقر و داغ و سلسله جبال بسیار بلند البرز در دامنه کوههای ساحل هموار است و ارتفاع متوسط کوهها حدود ۲۰۰۰ متر می‌باشد که بلندترین آن کوه دماوند با ارتفاع بیش از ۵۶۰۰ متر است این دریاچه بزرگ تقریباً به شکل مستطیل است و با توجه به غیر ثابت بودن حجم و سطح آب دریای خزر و تغییر کردن سالیانه آنها، طبعاً این دریا نمی‌تواند دارای وسعت و ابعاد ثابتی باشد و اندازه محیط و مساحت آن متناسب با بالا و پائین رفتن تراز سطح آب سال به سال تغییر می‌کند. بعنوان مثال مساحت دریای خزر از سال ۱۹۳۰ که آب در بالاترین تراز خود در این قرن قرار داشته تا سال ۱۹۷۷ که این حد به پایتترین مقدار خود رسیده است حدود ۳۸ هزار کیلومتر مربع کاهش یافته است به همین لحاظ در کتابها و مراجع مختلفی که مطالبی درباره ابعاد این دریا ارائه

داده اند به ارقام متفاوتی بر می‌خوریم که گاهی با یکدیگر اختلاف زیادی دارند. مساحت فعلی دریای خزر ۴۳۸۰۰۰ کیلومتر مربع است. جدول (۲-۱) مشخصات عمومی دریای خزر را نشان می‌دهد [۴۲].

جدول ۲-۱- مشخصات عمومی دریای خزر [۸]

مساحت دریا	مساحت کل	۴۲۹۲۴۰ کیلومتر مربع
	مساحت بخش شمالی	۱۲۶۵۹۶ کیلومتر مربع
	مساحت بخش میانی	۱۵۱۶۲۶ کیلومتر مربع
	مساحت بخش جنوبی	۱۵۱۰۱۸ کیلومتر مربع
مساحت حوضه آبریز	سطح کل حوضه‌های آبریز	۳/۷۷ × ۱۰ کیلومتر مربع
	سطح واقع در کشورهای مشترک منافع	۳/۵ × ۱۰ کیلومتر مربع
	سطح واقع در خاک ایران	۲۶۴۰۰۰ کیلومتر مربع
حجم دریای خزر		۷۸۰۰۰ کیلومتر مکعب
طول دریای خزر		۱۲۰۵ کیلومتر
عرض دریا	وسیع ترین قسمت	۵۵۴ کیلومتر
	تنگ ترین قسمت	۱۹۶ کیلومتر
	عرض متوسط	۳۳۰ کیلومتر
عمق حداکثر	بخش شمالی	۲۶ متر
	بخش میانی	۸۵۰ متر
	بخش جنوبی	۱۰۵۰ متر
محیط دریای خزر	طول محیط کل	۵۲۰۰ کیلومتر
	طول سواحل ایران	۹۹۵ کیلومتر
مختصات جغرافیایی		
عرض شمالی: شمال ۴۷ درجه و ۷ دقیقه		طول شرقی: شرق ۵۴ درجه و ۵۰ دقیقه
جنوب ۳۶ درجه و ۳۳ دقیقه		غرب ۴۶ درجه و ۴۳ دقیقه

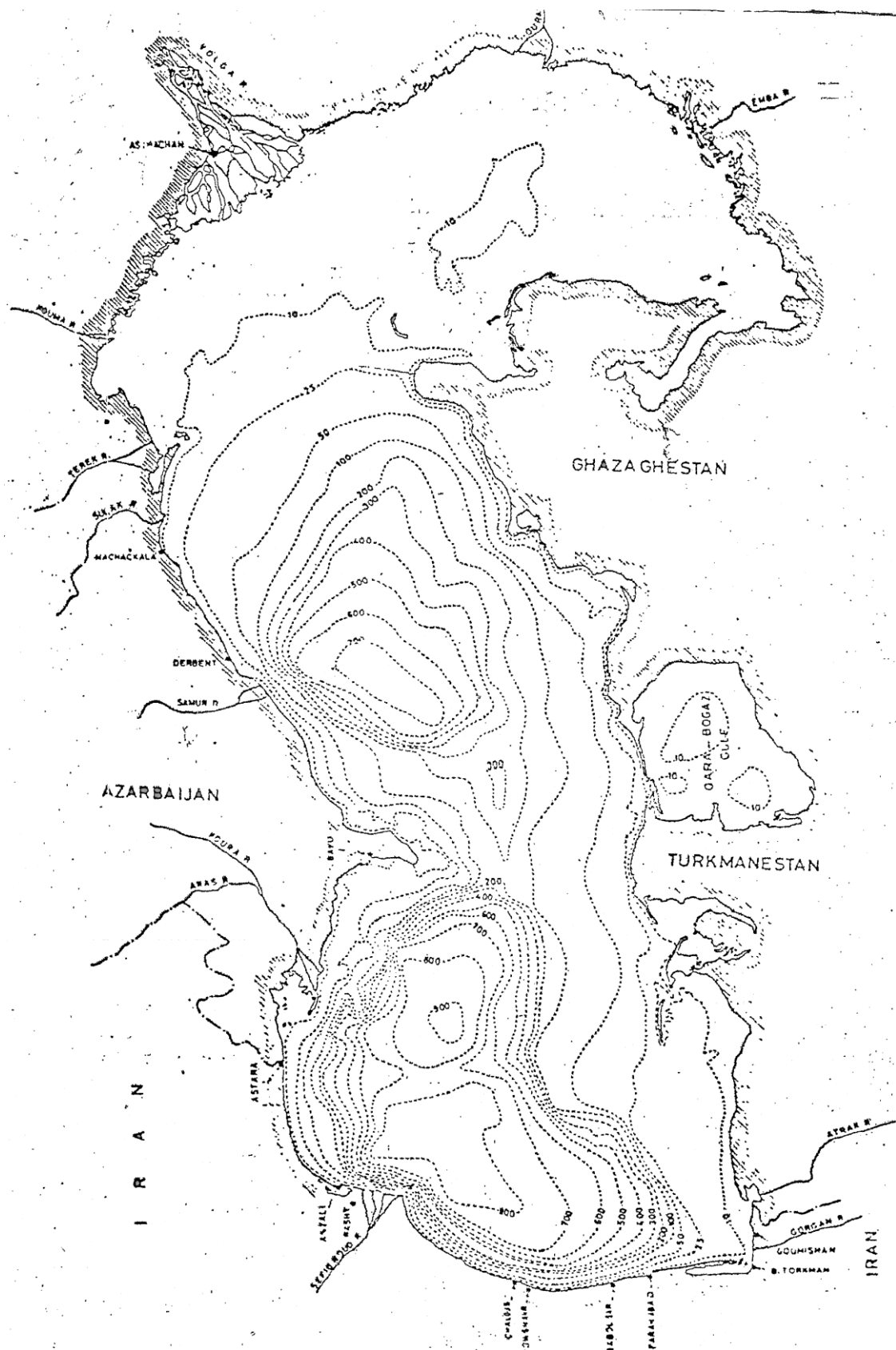
۲-۱-۳- عمق و هیدروگرافی شکل دریای خزر

طبق نقشه‌های هیدروگرافی تهیه شده از سازمان نیروهای مسلح، دریای خزر دارای شکل و شیب یکنواخت و همگن نبوده و حداقل سه بخش عمده در آن قابل ذکر می‌باشد (شکل ۱-۲).

الف - بخش شمالی: وسعت این منطقه حدود ۳۲ درصد کل مساحت دریا است. حداکثر عمق آب فقط در حوالی خط تقسیم تا ۲۶ متر می‌رسد و عمق متوسط آن حدود ۶ متر می‌باشد. در نیمی از این بخش در مساحتی معادل $\frac{6}{7}$ میلیون هکتار عمق آب کمتر از یک متر است. بنابراین به سادگی می‌توان معضلات ناشی از عقب نشینی سطح آب دریا، در بهره برداری‌های اقتصادی، زیست محیطی را برای کشورهای قزاقستان و روسیه در نظر گرفت. این بخش به لحاظ کمی عمق، کمترین حجم آب خزر یعنی فقط حدود یک صدم کل آنرا در خود جای داده است [۷].

ب - بخش قیفی شکل میانی: حداکثر عمق آب در این بخش به ۸۵۰ متر می‌رسد که عمق آب در کرانه غربی این بخش زیادتر از ساحل شرقی است. حدود یک سوم حجم آب دریای خزر را این بخش شامل می‌شود.

ج - بخش قیفی شکل جنوبی: این بخش بین خط تقسیم بخش میانی و کرانه ساحلی ایران محدود می‌باشد. عمق آب در این بخش از دیگر نقاط دریا بیشتر است. گودترین منطقه این بخش به عمق ۱۰۵۰ متر در ۱۴۰ کیلومتری شرق شهرهای ساحلی لنکران و آستارا و در ۱۶۵ کیلومتری شمال بندر انزلی قرار دارد. دو بخش میانی و جنوبی به وسیله برآمدگی زیرآبی با امتداد شمال غربی - جنوب شرقی از هم تفکیک می‌شوند. این بخش که در سمت ایران قرار دارد به تنهایی حدود دو سوم حجم آب خزر را در خود جای داده است (شکل ۱-۲) و (شکل ۲-۲) نقشه هیدروگرافی دریای خزر را نشان می‌دهد. از نقشه شکل (۲-۲) جهت بدست آوردن ارتفاع نقاط شبکه ای به ابعاد 10×10 کیلومتر با استفاده از روش شبکه نامنظم مثلثی در محیط Arc View GIS استفاده شده است.



شکل (۱-۲) کانتورهای هم عمق در قسمت‌های مختلف دریای خزر [۸]

۲-۱-۴- ارتباط خزر با دریا‌های آزاد جهان

دریای خزر بزرگترین محدوده آبی بسته کره زمین بوده و به هیچ اقیانوس و دریای آزادی ارتباط مستقیم ندارد. این دریا از طریق رودخانه ولگا و همچنین کانال ولگا - دن که مجهز به حوضچه‌های تنظیم سطح آب و برقراری هم ترازوی آب می‌باشد به ترتیب با دریای بالتیک (واقع در جنوب سوئد و فنلاند) و دریای سیاه ارتباط غیر مستقیم داشته و از طریق آنها تردد شناورها بین دریای خزر و آب‌های آزاد جهان صورت می‌گیرد.

۲-۲- مشخصات هیدرودینامیکی دریای خزر

مشخصات هیدرودینامیکی دریای خزر عبارتند از:

۲-۲-۱- بادهای دریای خزر

بطور کلی بادهای دریای خزر که باعث رانش آب می‌شوند، به پنج گروه اصلی تقسیم می‌شوند که عبارتند از (شکل (۲-۳)):

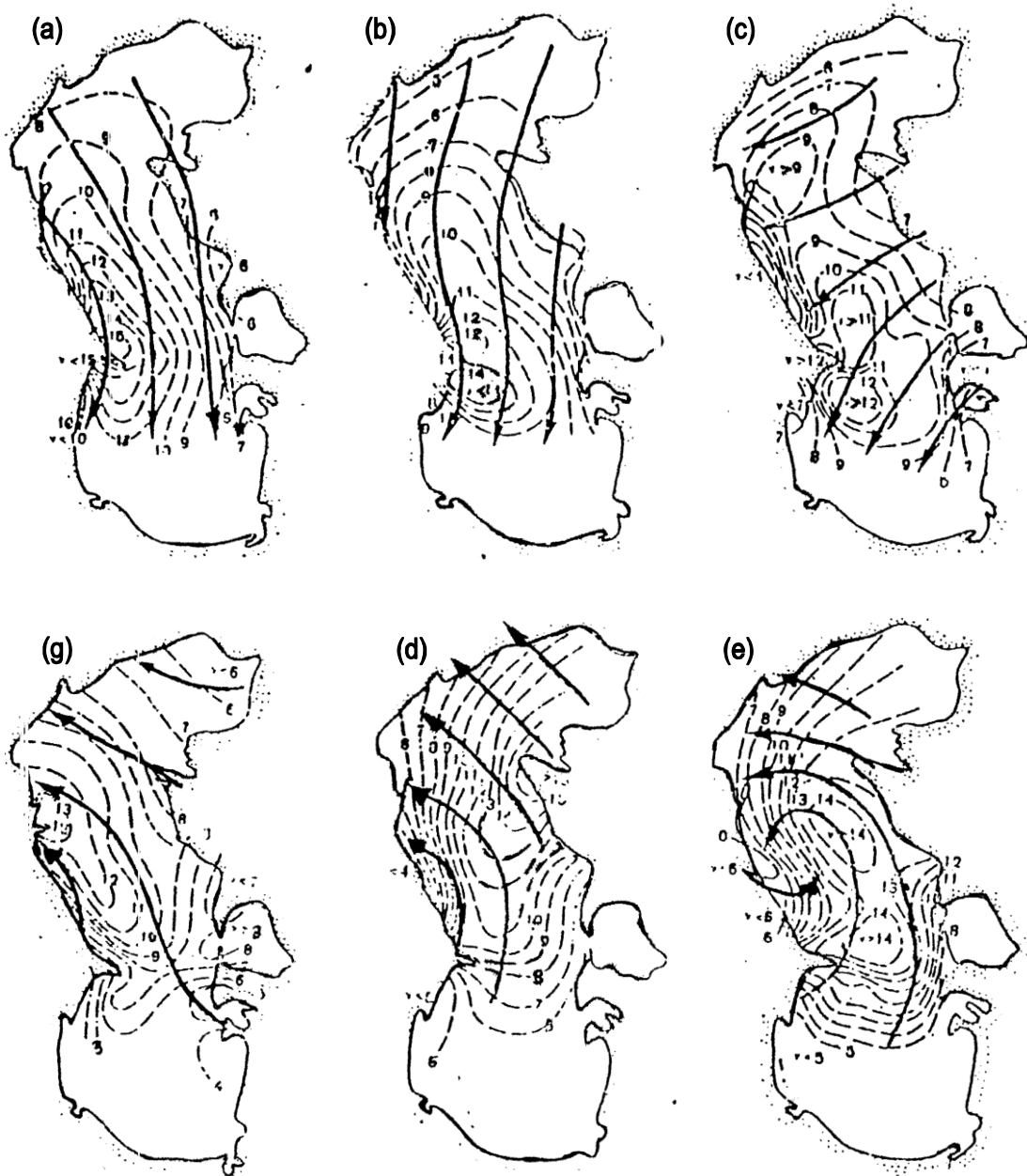
گروه ۱- بادهای شمال غربی، معمولاً با سرعت یکنواختی بر کل سطح دریا می‌وزند که از شمال غربی به سمت جنوب شرقی تا حوالی شبه جزیره آبشوران را تحت تأثیر خود قرار می‌دهند.

گروه ۲- بادهای شمالی، شمال غربی، به تدریج با تغییر جهت خود در نزدیکی شبه جزیره آبشوران به سمت شمال می‌وزند.

گروه ۳- بادهای شمال شرقی و شرق، دارای ویژگیهای خاصی هستند که سرعت شدیدترین بادهای در این گروه از ۱۶ تا ۲۰ متر بر ثانیه است که گاهی سیکلون‌ها یا گردبادهای ضعیفی را ایجاد می‌کنند.

گروه ۴- بادهای جنوب شرقی، که گاهی شدید و گاهی ملایم می‌باشند.

گروه ۵- ویژگی عمده این نوع بادهای تفاوت در سرعت است که گاهی مدت کوتاه و وزش و گاهی گردبادی بودن، از ویژگیهای این گروه باد می‌باشد، در سواحل ایران اغلب بادهای شمال شرقی و بادهای شمال غربی می‌وزند که هر دو در موقعی که دارای شدت زیاد باشند طوفانهایی به وجود می‌آورند. شکل (۲-۳) نشان دهنده تقسیمات باد به پنج گروه توسط کوشینسکی را نشان می‌دهد [۱].



شکل (۲-۳) نقشه شماتیک انواع میدان‌های بادخیز و انواع فرعی بادهای شدید

a-گروه I (بادهای شمال باختری) **b-گروه II** (بادهای شمال و شمال خاوری)

c-گروه III (بادهای شمال خاوری و خاور شمال خاوری)

d, g-گروه IV-A و B-IV (بادهای جنوب خاوری) **e-گروه V** (گردبادی)

(کوشینسکی - دریای کاسپین تألیف کوساریو-دوبروسکی و لئونتیف چاپ دانشگاه مسکو ۱۹۶۵) [۱]

۲-۲-۲- جریانهای دریای خزر

جریانهای دریایی یکی از عواملی است که باعث انتقال گرما و تغییر دما در نقاط مختلف دریا می‌گردد. در اینجا جریانهایی را که در دریای خزر وجود دارد به طور اجمال بیان می‌کنیم. در دریای مذکور دو نوع جریان وجود دارد، یکی جریانهای غیر منظم و دیگری جریانهای منظم.

جریانهای غیر منظم موقتی بوده و دارای جهت و سرعت ثابتی نیستند و تحت تأثیر نیرو جهت باد قرار دارند در حالیکه جریانهای منظم تقریباً ثابت بوده و از سیستم خاصی تبعیت می‌کنند و باد تنها می‌تواند سرعت آنها را تند یا کند، و یا جهتشان را بطور موقت تغییر دهد (شکل ۲-۴).

شکل (۲-۴) نقشه جریانهای منظم را در دریای خزر که توسط لدنیو (۱۹۴۳) تهیه شده، نشان می‌دهد. به طوری که در شکل دیده می‌شود آب رودخانه ولگا پس از ورود به دریا به دو شاخه غیر متساوی تقسیم می‌شود. شاخه بزرگتر در کرانه غربی به سمت جنوب و شاخه کوچکتر در کرانه شمالی، سمت شرق جریان پیدا می‌کند. شاخه فرعی با جریان آب اورال یکی شده و در فرورفتگی اورال در بخش شمالی یک جریان دورانی محلی بوجود می‌آورد.

از جریان اصلی در شمال شبه جزیره آبشوران یک جریان فرعی دیگر جدا شده و به سمت شرق حرکت نموده و در کرانه شرقی به جریانی که از جنوب به شمال در حرکت است می‌پیوندد. یک جریان دورانی بزرگ را در بخش میانی دریا برخلاف عقربه‌های ساعت ایجاد می‌کند. بقیه جریانهای اصلی در طول کرانه غربی به سمت جنوب و سپس در کرانه جنوبی به سمت بخش میانی دریا و قسمتی از آن نیز به سمت بخش شمالی جاری شده و در نتیجه جریان دورانی بزرگ برخلاف عقربه‌های ساعت دور تا دور این دریا به وجود می‌آید.

سرعت حرکت این جریان در کرانه غربی دریا ۲۵ الی ۳۵ سانتیمتر در ثانیه و در کرانه شرقی ۱۰ تا ۱۵ سانتیمتر در ثانیه است همانگونه که قبلاً گفتیم در صورت هماهنگی جریان باد با جهت حرکت جریان سرعت جریان دورانی مذکور تا حد قابل توجهی افزایش می‌یابد و برعکس در صورتیکه بادهای نیرومندی در خلاف جریان مذکور بوزد نه تنها سرعت آن کند شده بلکه جهت حرکت آن نیز تغییر خواهد کرد [۷].

۲-۲-۳- امواج دریای خزر

دریای خزر با وجودی که دریای آرامی نیست معمولاً در ماههای ژوئن و ژوئیه آرامتر از سایر ماههای دیگر است. در بخش جنوبی دریا طوفانهای شدید کمتر از بخش میانی است. طوفان خیزترین بخش دریا قسمت نیمه غربی آن است. بادهای شدید بر روی مناطق عمیق باعث ایجاد امواج بزرگ می گردد بادهای بیش از ۲۵ متر بر ثانیه قادر به ایجاد امواجی خواهند بود که ۱۱ الی ۱۲ متر ارتفاع و در حدود ۲۰۰ متر طول دارند. البته چنین امواجی به ندرت در این دریا به وجود می آیند. در بخش جنوبی دریا ارتفاع بلندترین موج مشاهده شده بین سالهای ۱۳۷۶، ۱۳۶۸ برابر ۶ متر است [۷].

۲-۲-۴- رودهایی که به دریای خزر می ریزند

رودهایی که به دریای خزر می ریزند از جنبه های مختلف اهمیت زیادی دارند. رودها بیشترین مقدار آب دریا را تأمین می کنند به طوریکه ۹۵ درصد آب دریا از رودها و ۵ درصد آن از بارش مستقیم بر سطح دریا تأمین می شود. جدول (۲-۲) رودخانه های مهمی که به دریای خزر سرازیر می شوند را نشان می دهد. رودهایی که از خاک ایران به دریای خزر می ریزند حدود ۳۵۰ رود کوچک و بزرگ است که با توجه به ۰.۵٪ آب ورودی به دریا نمی توانند نقش بسزایی در منابع آب دریای خزر ایفا کنند. اما با توجه به این نکته که در میان رودهایی که از سوی کشور ایران به خزر می ریزند سفیدرود دارای بیشترین مقدار آب است که با حجمی برابر با ۱۴۱/۷ مترمکعب در ثانیه به دریای خزر می ریزد. بنابراین این رود را بعنوان یک ورودی آب به حوزه جنوبی خزر در مدل وارد کردیم. در حوزه مرکزی و شمالی دریای خزر که عمده ورود آب به دریا را تأمین می کنند رودخانه ولگا با دبی ۸۰۰۰ کیلومتر مکعب در ثانیه، رودخانه اورال با دبی ۳۴۳ مترمکعب در ثانیه، رودخانه اترک با دبی ۳۷۵ مترمکعب در ثانیه، رودخانه «کورا» با دبی ۵۶۲ مترمکعب در ثانیه، خلیج قره بغاز بعنوان تنها خروجی آب از دریای خزر با دبی برابر با ۳۵۰ مترمکعب در ثانیه بعنوان مهمترین و قابل وصفترین ورودی ها و خروجی آب دریای خزر می باشند که بنا به اهمیت آنها در محاسبه مدل قرار گرفته اند. در جدول (۲-۲) و (۳-۲) رودخانه های مهم و مقدار آبدهی سالانه را که به دریای خزر می ریزند نشان داده شده است. شکل (۵-۲) نقشه هیدرولوژی دریای خزر را نشان می دهد.

با توجه به ابعاد تقریبی رود ولگا با عرض ۱/۶ تا ۲ کیلومتری در بخش علیا و ارتفاع آبی حدود ۵ متر و پهنای حدود ۲۰ تا ۴۰ کیلومتر دبی قابل توجه ای را آب ورودی به دریا دارا می باشد و نقش تعیین کننده ای را در گردش حوزه شمالی و تا حدودی میانی ایفا می کند [۷].

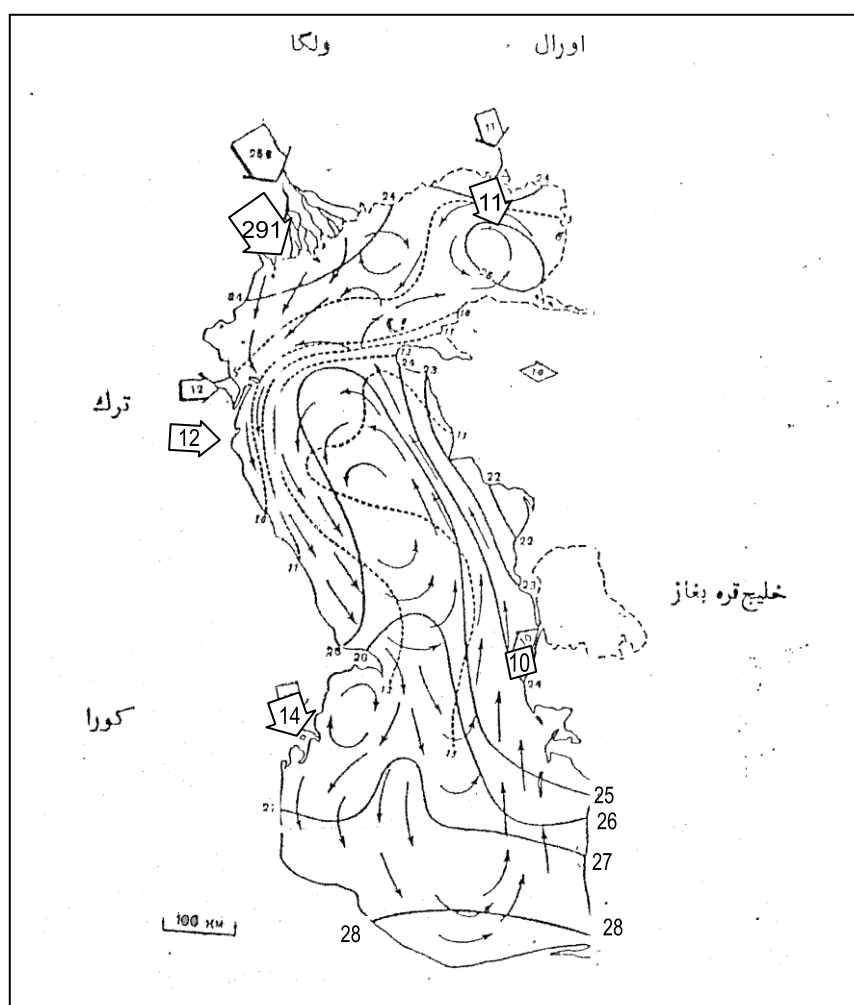
با توجه به معادله کلی دبی سرعت میانگین جریان برای رود ولگا حدود ۰/۸ متر بر ثانیه، رودخانه اورال ۰/۸ متر بر ثانیه اترک ۰/۴، کورا ۰/۳ و سفید رود ۰/۲ متر بر ثانیه می باشد.

جدول (۲-۲): رودخانه های مهمی که به دریای خزر می ریزند [۷]

نام رودخانه	کشور	مساحت حوزه آبریز (کیلومتر مربع)	طول رودخانه (کیلومتر)
ارس	ایران	۱۰۰۲۳۰	۱۰۷۲
سفیدرود	"	۵۷۸۸۰	۶۰۰
اترک	"	۱۲۰۳۷	۵۴۵
گرگان رود	"	۱۰۱۹۷	
هراز	"	۴۰۸۶	۱۵۰
تجن	"	۴۰۲۸	۱۰۰
ناالار	"	۲۸۴۵	۱۵۰
نکا	"	۱۹۹۲	۲۰۰
چالوس	"	۱۵۹۳	۸۰
پل رود	"	۱۷۳۵	
قره سو	"	۱۵۴۵	
ولگا	روسیه	۱۵۰۰۰۰۰	۳۵۸
اورال	"	۲۱۹۹۰۰	۱۸۰۸
کورا	"	۱۵۵۰۰۰	۱۳۰۲
ترک	"		۵۸۱
کوما	"		۴۳۰
سمور	"		۳۰۸
اما	"		۵۸۷

جدول (۳-۲): آب ورودی سالانه رودخانه‌ها به دریای خزر [۷]

منابع	مقدار آبدهی سالانه (کیلومتر مکعب)	مقدار آبدهی سالانه (درصد)	مقدار افزایش سطح آب (سانتیمتر)
رود ولگا	۲۹۱	۶۱	۶۶/۴
رودخانه‌های دیگر	۹۷	۲۰/۴	۲۲
نزولات جوی	۸۸	۱۸/۵	۱۹/۱
جمع	۴۷۶	۱۰۰	۱۰۷/۵



شکل (۳-۵) نقشه هیدرولوژی دریای خزر، بردارهای جریان مسیر حرکت آب را بدون توجه به اندازه سرعت جریان نشان می‌دهند. جریان آب به دریا بر حسب کیلومتر مکعب در سال می‌باشد. مجموع آبهای رودخانه‌های ایران ۱۵ کیلومتر مکعب در سال است [۷].

۲-۲-۵- نوسانات سطح آب دریای خزر

دریای خزر، به سه بخش شمالی، میانی و جنوبی تقسیم می‌شود، که بیشترین عمق در محدوده ایران است. منحنی تغییرات سطح آب با فرکانسهای ۲ ساله، ۷ ساله و ۷۰ ساله نشان می‌دهد که در قرن ۱۹ و اوایل قرن بیستم بدلیل خشکی هوا و تبخیر، عمق آب در دریای خزر کم بود، متوسط تراز آب دریای خزر نسبت به دریای آزاد ۲۷- متر می‌باشد.

بعلت گردش بسیار ضعیف دریای خزر (چه افقی و چه قائم)، این دریا یکی از آلوده ترین دریاهای جهان است پس تبادل حیات بین سطح و اعماق تقریباً صفر می‌باشد. اما آثار حیات در مناطق ساحلی، آنهم به دلیل وجود ریزش رودخانه وجود دارد. حال به بررسی نظریه‌های متفاوتی که درباره افزایش سطح تراز آب دریای خزر ارائه شده می‌پردازیم. نظریه اول درباره زمین‌شناسی دریای خزر بود که اشاره می‌کند به افزایش سطح آبهای دریای خزر به ازاء ۱۲ سانتیمتر در سال که بدلیل عوامل تکنوتیک (زلزله) بستر دریا ۱/۵-۰/۳ سانتیمتر افزایش می‌یابد، که البته این فرضیه ضعیفی است [۶].

نظریه دیگر مبتنی بر ارتباط دریای خزر و دریای اورال است. با توجه به اینکه دریای اورال حدود ۷۰ متر با دریای خزر اختلاف ارتفاع دارد پس طبق قانون ظروف مرتبطه احتمال که این دو دریا از زیر به هم وصل بوده و بر یکدیگر اثر فشار منفذی دارند، رد می‌شود.

نظریه سوم نظریه هواشناسی است. سطح آب دریای خزر ارتباط شدیدی به شرایط آب و هوایی در حوزه دارد. یک ارتباط بسیار قوی بین آب ولگا و تراز آب دریای خزر وجود دارد. پارامتری بنام «ضریب همبستگی» وجود دارد که تابع دبی ولگا است. اگر دبی ولگا بیشتر باشد «ضریب همبستگی» بالا می‌رود. باید توجه داشت که ضریب همبستگی یک ضریب عمومی است. شوری، جزر و مد و دبی آب رودخانه‌ها همه موثر هستند.

نظریه هواشناسی بسیار قویتر است یعنی ایجاد پر فشار و کم فشار روی دریای خزر. تا سال ۱۹۹۴ افزایش تراز آب دریای خزر حدود ۲ متر بود و از سال ۹۴ به بعد شروع به کاهش کرد (از سال ۹۴ تا ۹۸ حدود ۳۵ سانتیمتر کاهش داشته است). بیشترین افزایش تراز آب در فصل بهار و تابستان است. البته قطعی نیست و بستگی به باران و آب رودخانه‌های ورودی به خزر دارد. این عمل در زمستان هم رخ می‌دهد ولی بیشترین مقدار معمولاً در تیر و مرداد ماه است [۶].

ولگا در دهانه خود و نواحی شمالی بخصوص مناطق شمالی اش گاهی یخ می‌زند به همین دلیل تراز آب در زمستان تقریباً ثابت و پایدار است (۰/۸۰ آب خزر را ولگا تأمین می‌کند)، ضمن آنکه تراز آب در سواحل شرقی ایران کمتر از تراز آب در سواحل غربی است. زیرا سواحل شرقی کم عمق تر با تبخیر بیشتر است. و این تغییرات در واقع شبیه یک شیب بین شرق و غرب سواحل ایران است و ماکزیمم شیب مربوط به تابستان است.

بطور کلی تراز آب دریای خزر از رابطه زیر محاسبه می‌شود [۶]:

$$\Delta L = Q + P - G - E - Q_{kby} \quad (1-2) \text{ رابطه}$$

$$\Delta L = \text{تراز آب دریای خزر } Q = \text{دبی رودخانه ولگا}$$

$$P = \text{نزولات جوی (بارش)} G = \text{آبهای زیرزمینی ورودی به خزر}$$

$$E = \text{تبخیر } Q_{kby} = \text{دبی خلیج قره بغاز}$$

توضیح اینکه خلیج قره بغاز واقع در ترکمنستان منطقه ای کم عمق با تبخیر زیاد است که هر ساله تقریباً صد کیلومتر مکعب آب دریای خزر، وارد آن می‌شود.

در رابطه (۱-۲) هر کدام از عوامل سمت راست، افزایش و کاهش را در طول سال دارند که جمع جبری آنها، تراز کلی سالیانه را می‌دهد. اما باید توجه داشت که عنصر غالب همان دبی آب ولگا می‌باشد.

۲-۳- پارامترهای فیزیکی دریای خزر

پارامترهای فیزیکی دریای خزر به شرح زیر می‌باشند:

۲-۳-۱- دمای آب دریای خزر

میزان دمای سطح آب دریای خزر بر حسب عرض جغرافیایی، عمق آب و میزان دمای هوا متغیر است. شکل (۲-۷) دمای سطح آب را در زمستان و تابستان نشان می‌دهد.

میزان دمای سطح آب دریا در ماه خرداد به حداکثر می‌رسد. این دما در آخر مرداد ماه در ژرفای ۵۰ متر و در ماه دی در عمق ۱۰۰ متر و در ماه بهمن در عمق ۲۰۰ متر محسوس است. دمای متوسط سالیانه آب خزر شمالی ۱۱ تا ۱۳ درجه سانتی‌گراد بوده و به علت عمق کم در خزر شمالی ذخیره گرمایی آن کم است. در این منطقه در فصل زمستان، سطح خزر شمالی بوسیله لایه ای از یخ پوشیده می‌شود.

در فصل بهار هرچه به طرف ساحل نزدیک شویم دمای سطح آب کمتر می شود و قشر یخی بشدت ذوب شده و از بین می رود. در تابستان دمای سطح آب دریا به ۲۶-۲۴ درجه سانتی گراد می رسد و در منطقه ولگا در فصل پائیز دمای سطح آب ۱۶-۱۰ درجه سانتی گراد تنزل پیدا می کند.

در بخش خزر میانی در فصل زمستان دمای سطح آب در طبقه بالای بریدگی دیوچی- کندرلی ۶-۵ درجه سانتی گراد و در عمق ۶۰۰ متر ۲/۴ درجه سانتی گراد است. دمای آبهای قسمت وسیعی از بریدگی که روی برجستگی آبشرون قرار دارد از ۹ درجه سانتی گراد در سطح تا ۶/۷ درجه سانتی گراد در کف متغیر است و در هنگام بهار دمای طبقه بالای آب از ۵/۷ به ۱۲ درجه سانتی گراد رسیده و در فصل تابستان دمای آب از ۱۰ به ۲۶ درجه سانتی گراد افزایش می یابد. همچنین در فصل پاییز دما در طبقات بالای خزر میانی از ۲۰ به ۱۵ درجه سانتی گراد تنزل پیدا می کند.

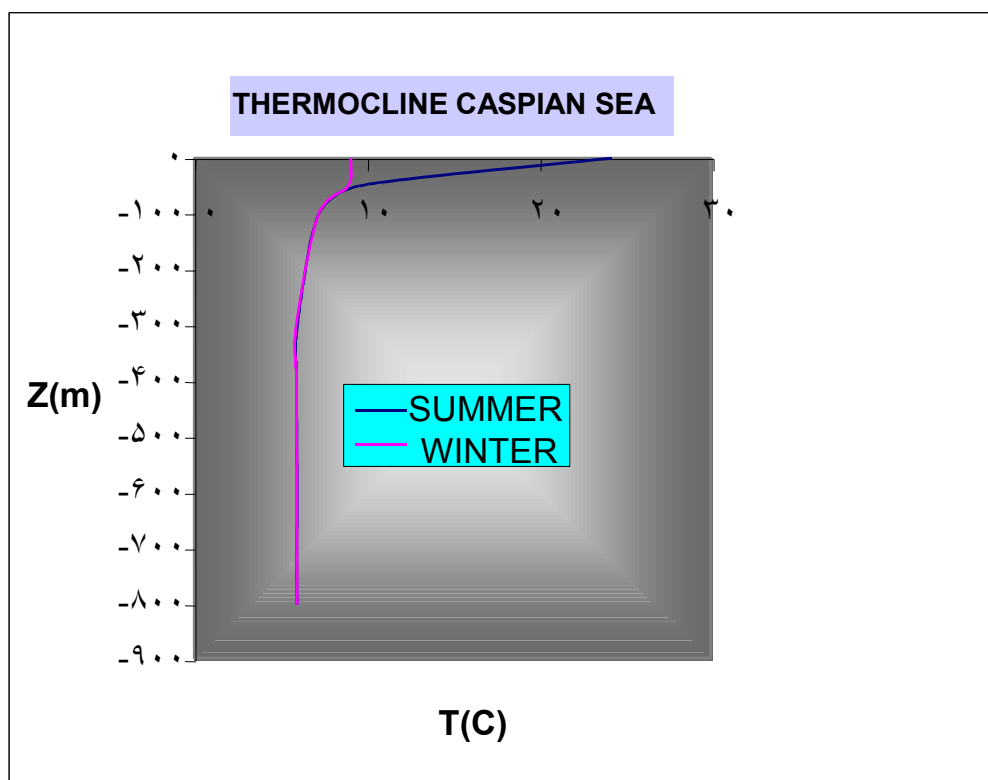
در بخش خزر جنوبی نیز در فصل زمستان در عمق ۰ تا ۲۰۰ متر، دما از ۹ به ۷ درجه سانتی گراد کاهش می یابد و در طبقات پایین تر، کف دریا به ۵/۷ درجه سانتی گراد تنزل می یابد. در فصل بهار دما در بخش وسیعی از طبقه بالای خزر جنوبی ۱۳-۱۲ درجه سانتی گراد است. در فصل تابستان دمای آب در طبقات بالایی به ۲۸-۲۶ درجه سانتی گراد می رسد و در فصل پاییز دما به ۱۷-۱۲ درجه سانتی گراد و در عمق ۳۰ تا ۸۰ متری به ۹ درجه سانتی گراد تنزل می یابد. شکل (۲-۸) دمای سطح آب در چهار ماه سال را نشان داده شده است [۸].

۲-۳-۲- ترموکلاین در دریای خزر

با توجه به متوسط و میانگین دمای ماهیانه و سالانه در سرتاسر دریای خزر که در جدول (۲-۴) ارائه شده است، وجود یک ترموکلاین دائم را می توان در نظر گرفت. با توجه به شکل (۲-۸) مشاهده می شود که تغییرات لایه سطحی برای یک دوره یک ساله از حدود ۲۴ درجه سانتی گراد در تابستان به یک مینیمم مقدار حدود ۹ درجه سانتی گراد در زمستان کاهش می یابد. این تغییرات مطابق شکل (۲-۶) تا عمق حدود ۵۰ متر به وضوح مشخص است. اگر چه از عمق ۵۰ تا ۱۰۰ متر نیز می تواند تحت تأثیر تغییرات سالانه قرار گیرد. بنابراین به طور خلاصه می توان چنین نتیجه گرفت که یک ترموکلاین فصلی تا عمق ۱۰۰ متر برقرار می باشد. زیرا در این عمق ما به یک ترموکلاین دائم بر می خوریم که تا عمق حدود ۳۰۰ متر کشیده شده است و این لایه تحت تأثیر تغییرات فصلی قرار نمی گیرد [۴].

نمودارهای دما بر حسب عمق نیز وجود ترموکلاين‌های دائم در بعضی از نواحی مختلف دریا را بخوبی نشان می‌دهد. در زیر لایه ترموکلاين، منطقه عمیق که حدود ۸۰ درصد حجم اقیانوس‌ها را شامل می‌شود، وجود دارد. در دریای خزر نیز بیشترین حجم آب در این لایه قرار دارد. بجز در عرضهای بالا در بقیه قسمت‌های اقیانوسها منطقه عمیق از اتمسفر جدا می‌شود. این جدا سازی منطقه عمیق از تأثیر اتمسفر و گرم شدگی آب‌های عمیق اقیانوس توسط گرمای خورشید جلوگیری می‌کند.

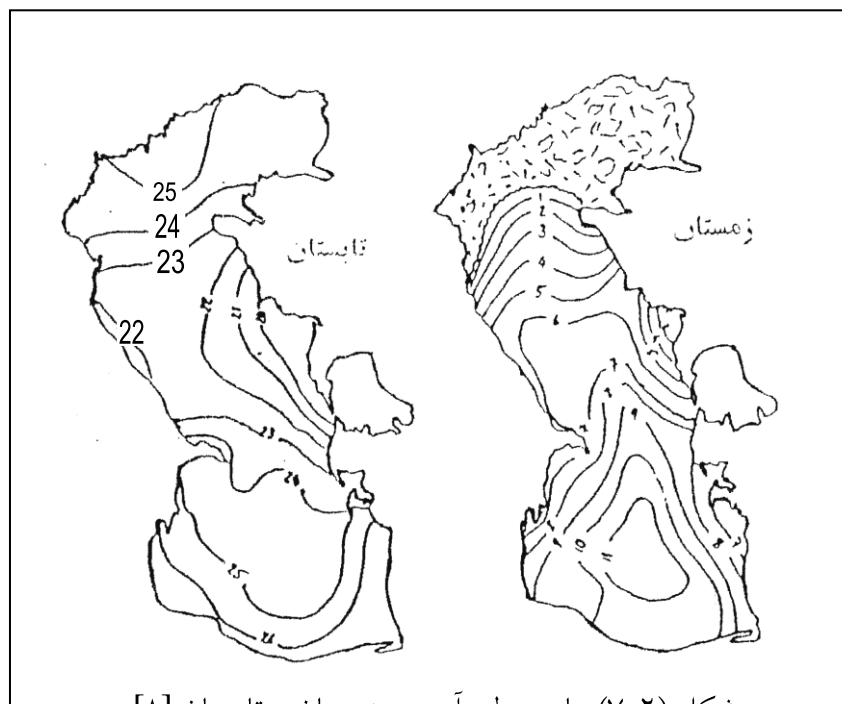
از آنجائیکه دما و شوری آب‌های قسمت‌های عمیق اقیانوس توسط فرآیندهای سطحی تحت تأثیر قرار نمی‌گیرد، شوری و دما دارای پایداری هستند. عمق لایه عمیق با توجه به متغیر بودن عمق دریاهای خزر متفاوت می‌باشد و از انتهای لایه پیکنوکلاين تا بستر گسترش می‌یابد. بطور خلاصه، اقیانوسهای باز دارای ساختار سه لایه می‌باشند: منطقه سطحی یا لایه اختلاط، لایه پیکنوکلاين و منطقه عمیق، که دریای خزر از این قاعده مستثنی نبوده و دارای ساختار سه لایه می‌باشد لازم به ذکر است که در مناطق کم عمق شمالی فقط دو لایه اختلاط و لایه پیکنوکلاين وجود دارد. منطقه سطحی به سرعت با تغییر در اتمسفر بالای آن، تحت تأثیر قرار می‌گیرد. لایه پیکنولاین از مبادله بین جو و منطقه عمیق جلوگیری می‌کند. منطقه عمیق فقط در عرضهای بالای اقیانوسها با جو در ارتباط می‌باشد.



شکل (۲-۶) ترموکلاین در دریای خزر [۸]

جدول (۲-۴) وضعیت دمای آب در اعماق دریای خزر [۸]

شماره ردیف	عمق به متر	متوسط دمای سردترین موقع سال	متوسط دمای گرمترین موقع سال
۱	۰	۹/۰۵	۲۴/۱۸
۲	۵۰	۸/۹۲	۹/۵۷
۳	۱۰۰	۷/۲۰	۷/۲۱
۴	۳۰۰	۵/۹۱	۵/۹۶
۵	۴۰۰	۵/۹۳	۵/۹۰
۶	۶۰۰	۵/۹۲	۵/۹۵
۷	۷۰۰	۵/۹۴	۵/۹۲
۸	۸۰۰		۵/۹۴



شکل (۷-۲) دمای سطح آب در زمستان و تابستان [۸]



۹ مهر - ۱۰ آبان (اکتبر) ۱۰ مرداد - ۱۰ شهریور (اوت)

شکل (۸-۲) دمای سطح آب در چهار ماه از سال [۸]

۲-۳-۳- وضعیت یخبندان در دریای خزر

همانطور که بیان شد خزر شمالی هر ساله بوسیله یخهای ثابت پوشانده می‌شود. در خزر میانی و جنوبی بندرت یخ ساخته می‌شود و فقط در خلیج‌ها و گاهی اوقات در نوار ساحلی یخ مشاهده می‌شود. در فصل زمستان ایجاد یخ در مناطق کم عمق خزر شمالی در اواخر آبان و در ده روز اول آذر شروع می‌شود. در اواسط آذر قسمت شمال شرقی دریا و مناطق کم عمق شمال غربی بوسیله یخ پوشانده می‌شود و در اواخر آذر سرتاسر خزر شمالی کاملاً بوسیله یخ پوشانده می‌شود. در زمستانهای سرد پوشش یخی در شهر گوریف ۷ ماه دوام می‌یابد. ضخامت یخ تا ۴-۷۰ سانتیمتر می‌رسد. بادهای متغیر طوفانزا یخها را درهم می‌شکنند، کوههای یخی طبقه طبقه بوجود می‌آورد که بعضی اوقات ارتفاع آن به ۱۲ متر می‌رسد و این بادهای یخهای ثابت را به یخهای شناور تبدیل می‌کند که بطور کلی در جهت باد در حرکت هستند. بسیار اتفاق افتاده است که در زمستانهای سرد یخهای شناور بوسیله بادهای جریانها از خزر شمالی در امتداد ساحل غربی تا ماخاچ کالا و دربند و حتی گاهی اوقات تا آبشرون آورده شوند [۸].

۲-۳-۴- شوری آب در دریای خزر

شوری آب دریای خزر به میزان تبخیر آب، رسوبات، مقدار آبی که از رودخانه‌ها سرازیر میشوند، جریانهای دریایی، بادهای و یخبندان بستگی دارد و مقدار آن در قسمتهای مختلف دریای خزر متفاوت است. از جمله نواحی ای که مقدار نمک آن زیاد می‌باشد می‌توان به خلیج قره بغاز اشاره نمود که میزان نمک آب آن از ۳۰ درصد نیز تجاوز می‌کند. مقدار املاح مختلف آب دریای خزر بستگی به آب رودخانه‌هایی دارد که به آن می‌ریزند.

مقدار نمک آب دریای خزر به تناسب بعضی املاح و مجموع آنها با آب اقیانوسی و دریای سیاه تفاوت دارد. مقدار متوسط شوری آب دریای خزر ۱۲/۸۵ در هزار است که نوسان آن از ۳ در هزار در مصب ولگا تا ۲۰/۳ در هزار در خلیج بالخان می‌باشد. مقدار شوری در خلیج قره بغاز به ۳۵۰ در هزار می‌رسد. مقدار متوسط شوری در خزر شمالی در سال ۶/۴ تا ۱۱/۷ در هزار در نوسان است. در قسمت غربی آن مقدار نمک در بهار ۹/۲۸ در هزار، در تابستان ۹/۲۱-۸/۵۸ در هزار و در پاییز ۹/۸۶ در هزار است. در

قسمت شرقی خزر شمالی مقدار شوری بر اساس فصول سال از ۸/۷۸-۸/۰۹ در هزار تغییر می‌کند در فصل زمستان بخاطر ایجاد یخ و کاهش آب رود ولگا مقدار شوری آب خزر شمالی افزایش می‌یابد. در بریدگی دیوچی - کندرلی خزر شمالی مقدار شوری آب در فصل زمستان ۱۳/۰ در هزار است. همچنین در قسمت شرقی بریدگی، آب شورتر است؛ یعنی در عمق ۴۰۰ متری، مقدار شوری ۱۳/۲ در هزار است اما در سواحل غربی مقدار شوری ۱۲/۸ در هزار است و این بخاطر پیشرفت آبهای شیرین شده خزر شمالی به طرف جنوب است [۸].

۲-۴- اندازه گیری محیطی و محاسبه پارامترهای فیزیکی در دریای خزر

برای محاسبه سرعت باد، تنش در سطح و پارامترهای فیزیکی آب دریا از اطلاعات ایستگاههای هواشناسی ثابت (سینوپتیک) و از گشت تحقیقاتی بر روی دریای خزر در سالهای ۷۴ و ۷۵ استفاده شد.

۲-۴-۱- ایستگاههای ثابت

برای بدست آوردن اطلاعات در سطح دریای خزر از اطلاعات هواشناسی حاشیه دریای خزر (انزلی، نوشهر، بابلسر، آستارا، اکتائو، شفچنکو، چلگن، باکو) و بویه شناور در سواحل نکا استفاده گردید. شکل (۲-۹) موقعیت ایستگاههای هواشناسی در حاشیه دریای خزر را نشان می‌دهد.

۲-۴-۲- سفر تحقیقاتی در دریای خزر

سفر تحقیقاتی دریای خزر به مدت ۱۷ روز از ۷۴/۶/۲۱ تا ۷۴/۷/۵ توسط کشتی Haji Alief متعلق به بخش هیدرولوژی سازمان هواشناسی جمهوری آذربایجان، بر روی دریای خزر انجام شد. هدف از سفر مزبور که توسط آژانس بین المللی انرژی اتمی (I.A.F.A) و با شرکت کارشناسان کشورهای پیرامون دریای خزر ترتیب داده شده بود انجام مطالعات اقیانوس شناسی و نمونه برداری از اعماق مختلف آب دریای خزر جهت بررسی های ایزوتوپی به منظور دستیابی به نتایجی در مورد فرضیه های موجود در رابطه با علل افزایش تراز سطح آب دریا بوده است [۴].

محور اصلی برنامه های سفر انجام عملیات نمونه برداری در ۱۳ ایستگاه که عمدتاً در محور عمیق دریای خزر قرار داشتند شکل (۱-۹) و جداول (۱-۴) نقشه ایستگاهها و موقعیت جغرافیائی آنها و همچنین تهیه

پروفیل‌های دما شوری و هدایت الکتریکی در ایستگاه‌های مزبور بود. اندازه‌گیریها و آنالیز نمونه‌های آب و اطلاعات جمع‌آوری شده عمدتاً در آرانس بین‌المللی انرژی اتمی در وین و همچنین آزمایشگاه محیط زیست دریایی موناکسو و دانشگاه استراسبورگ فرانسه انجام می‌شد.

نمونه برداریها از اعماق ۸۰۰، ۲۵۰، ۲۰۰، ۱۵۰، ۱۰۰، ۴۰، ۳۰، ۲۰، ۱۰ و ۹۰۰ متری انجام می‌شد. اندازه‌گیری شوری، دما و هدایت الکتریکی نیز بطور همزمان با نمونه بردار C.T.D در ایستگاهها انجام گرفت. لازم به ذکر است که از مجموعه ۱۳ ایستگاهی که باید مورد بررسی قرار می‌گرفت ۲ ایستگاه آن به دلیل شرایط بد آب و هوایی و کم عمق بودن منطقه حذف شده است و همچنین ایستگاه شماره ۱۳ نیز به عنوان ایستگاه نمونه در نظر گرفته شده است که مشخصات توده آب را در آبهای کم عمق شمال دریای خزر ارائه می‌دهد. عمق این ایستگاه در حدود ۶ متر و یک باد ملایم برای ایجاد اختلاط کلی در ستون آب کافی می‌باشد.

در اغلب ایستگاهها ۳ لایه مشاهده می‌شود: لایه سطحی، لایه پیکنوکلاين و لایه آبهای عمیق. در ایستگاه ۱ و ۲، لایه سطحی کوتاه و تقریباً از نزدیک سطح شروع می‌شود. دمای سطح آب در ایستگاه شماره ۱، برابر $27/583$ درجه سانتیگراد بوده که تا عمق ۱۶ متری تغییرات قابل ملاحظه‌ای نداشته است. لایه واقع در عمق ۲۷-۳۵ متری که افت دمایی در آن به حداکثر $1/1$ درجه سانتیگراد بر متر رسیده است را می‌توان لایه ترموکلاين تلقی نمود.

در ایستگاه شماره ۲، دمای آب از $26/893$ درجه سانتیگراد در سطح به $5/96$ درجه سانتیگراد در عمق ۸۷۳ متری تقلیل می‌یابد.

در ایستگاه شماره ۳، دمای آب از $26/29$ درجه سانتیگراد در نزدیکی سطح به $5/97$ درجه سانتیگراد در عمق ۱۰۲۲ متری در تغییر بوده است.

در ایستگاه شماره ۴، سیستم جریانهای نزدیک به سواحل مشترک آستارا و آذربایجان، قوی بوده و باعث می‌شود که لایه سطحی تا ۲۰ متری ادامه داشته باشد. در این ایستگاه جریانات سطحی باعث اختلاط توده‌های آب در لایه‌های سطحی گردیده که طیف تأثیر آن تا عمق ۲۵ متری گسترش یافته است. در عین حال، دمای آب از عمق ۲۵ تا حدود ۳۵ متری با افت قابل ملاحظه‌ای همراه بوده است. گرادیان دمایی در این لایه تقریباً $1/2$ - درجه سانتیگراد در هر متر می‌باشد.

ایستگاه شماره ۵ در منطقه ای کم عمق که خزر جنوبی را از خزر شمالی جدا ساخته و از باکو در آذربایجان تا کراسنودسک امتداد می‌یابد، قرار گرفته است. از مشخصه‌های این منطقه وجود جریانهای سطحی قوی و در نتیجه اختلاط لایه‌های سطحی آب می‌باشد. در این ایستگاه دمای آب در نزدیکی سطح برابر $25/356$ درجه سانتیگراد بوده که تا عمقی حدود ۱۸ متر، تغییر محسوسی نداشته است ولی پس از آن تا عمق ۳۰ متری با افت قابل ملاحظه‌ای همراه بوده بطوریکه دمای آب در این لایه از $25/202$ درجه سانتیگراد در عمق $18/8$ به $10/226$ درجه سانتیگراد در عمق ۳۰ متری تقلیل یافته است. بنابراین لایه آب مستقر در اعماق ۳۰-۱۹ متری که دارای گردیان دمایی $1/36$ - درجه سانتیگراد در متر می‌باشد را می‌توان لایه ترموکلاین دانست. دمای آب در عمق بیش از ۳۰ متر حتی نزدیک کف بستر همچنان روند کاهشی داشته است و گردیان دمایی در این اعماق از ۳۰ تا ۱۷۴ متری برابر با $0/03$ می‌باشد.

در ایستگاه شماره ۶ که در بخش جنوبی خزر میانی قرار گرفته است، لایه فوقانی توده آب به ضخامت حدود ۲۰ متر متأثر از جریانات آب می‌باشد. عمق آب در این محل ۳۱۱ متر و روند تغییرات قائم دما در سطح از $22/05$ درجه سانتیگراد تا $5/798$ درجه سانتیگراد در عمق ۲۹۹ متری تغییر می‌کند. در لایه‌های فوقانی که لایه اختلاط و یا اپی لیمینیون می‌توان به آن اطلاق نمود، دارای ضخامتی حدود ۲۴ متر از سطح است، تغییرات درجه حرارت قابل ملاحظه نمی‌باشد، زیرا اختلاف دما در بخش فوقانی و تحتانی از $0/02$ درجه سانتیگراد تجاوز نکرده است. در این ایستگاه دمای آب از عمق ۲۴ تا حدود ۳۰ متری با گردیان دمایی قابل ملاحظه‌ای که حدود $1/06$ - محاسبه شده، رو به کاهش گذاشته است و پس از آن تغییرات دما با عمق با تبعیت از دو گردیان دمایی متفاوت برابر $0/169$ - متعلق به عمق ۳۰ تا ۵۰ متری و دیگری $0/009$ مربوط به لایه ۵۰ تا ۲۲۹ متری تا نزدیکی کف بستر تداوم یافته است.

در ایستگاه شماره ۷ دمای آب از سطح تا عمق $20/5$ متری تغییرات محسوسی نداشته است ولی از عمق ۲۶ متر، با افت نسبی قابل ملاحظه‌ای همراه بوده است. گردیان قائم دمایی در لایه ۲۰ تا ۲۶ متری برابر با $1/71$ - درجه سانتیگراد در متر محاسبه گردیده است که با توجه به میزان کمی آن، می‌توان این لایه را ترموکلاین دانست.

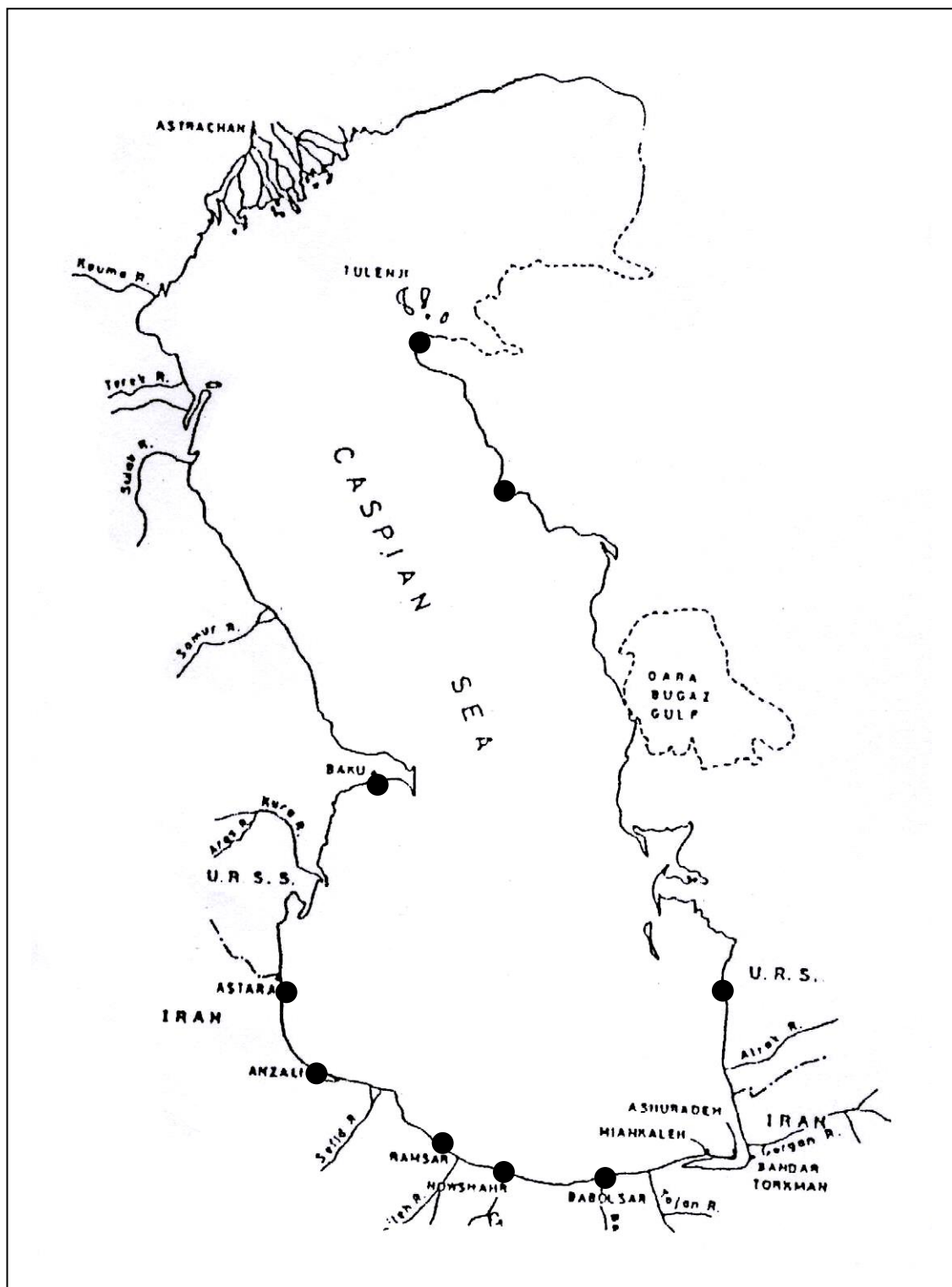
در ایستگاه شماره ۸، دمای آب از سطح تا عمق ۲۰ متری تغییرات قابل ملاحظه‌ای نداشته و اختلاف درجه حرارت در بخش فوقانی و تحتانی این لایه از $0/6$ درجه سانتیگراد تجاوز نکرده است ولی پس از

آن تا عمق ۲۵ متری افت دما قابل ملاحظه و گرادیان قائم دمایی برابر با $2/59$ - درجه سانتیگراد بر متر می‌باشد. در عین حال در این ایستگاه نیز همانند دیگر ایستگاهها افت دما در لایه زیرین ترموکلاین به ویژه لایه مستقر در عمق ۲۵ تا ۳۰ متری نسبت به اعماق بیشتر بوده و به همین دلیل در این لایه و پس از آن تا عمق ۶۴۰ متری افت دما از دو گرادیان دمایی مستقل به ترتیب $0/283$ - سانتیگراد بر متر و $0/0056$ - سانتیگراد بر متر تبعیت می‌کند.

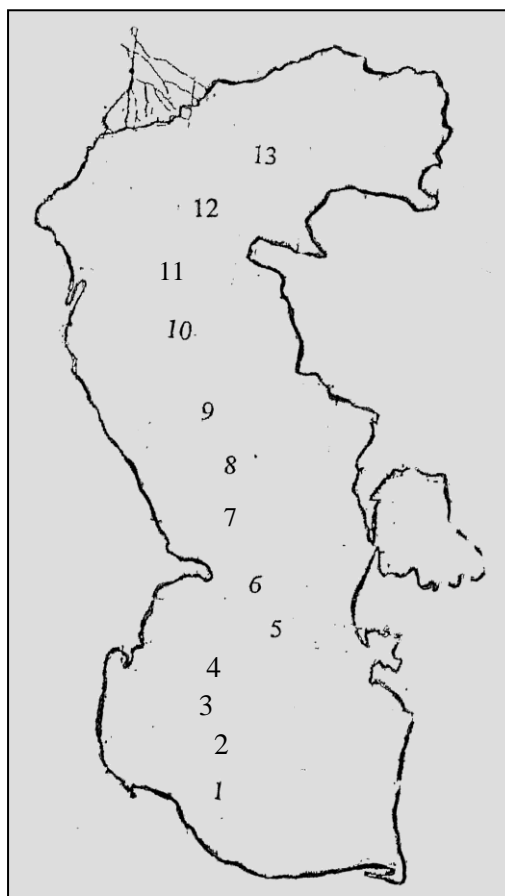
در ایستگاه شماره ۹ دمای سطح آب $20/004$ درجه سانتیگراد بوده که ضمن برخورداری از نوسانات بسیار جزئی و در عین حال منظم تا عمق ۱۸ متری به $20/012$ درجه سانتیگراد رسیده است گرچه در لایه ۱۸ تا ۳۰ متری کاهش تدریجی دما از دو گرادیان متفاوت که یکی برابر $1/9$ - سانتیگراد بر متر و دیگری برابر $2/53$ درجه سانتیگراد بر متر بوده و بترتیب به اعماق ۱۸ تا ۲۳ متری و ۲۳ تا ۳۰ متری تعلق داشته، تبعیت می‌کند ولی پس از آن در عمق بیش از ۳۰ متر، کاهش درجه حرارت دارای گرادیان دمایی برابر با $8/059$ درجه سانتیگراد بر متر می‌باشد.

در ایستگاه شماره ۱۱، دمای آب صرف نظر از نوسانات بسیار جزئی در نزدیکی سطح آب تا عمق ۱۰ متری تغییرات محسوسی نداشته ولی پس از آن با دو گرادیان دمایی متفاوت $0/124$ - درجه سانتیگراد بر متر و دیگری $0/34$ درجه سانتیگراد بر متر بوده و به ترتیب به اعماق ۱۵-۱۱ و ۲۰-۱۵ متری اختصاص داشته است.

ایستگاه شماره ۱۲ از جمله ایستگاههای واقع در ناحیه کم عمق شمالی بوده که امکان اندازه گیری پارامترهای مورد نظر در آن تا عمق $11/4$ متری مقدور بوده است. در این ایستگاه دمای آب از $21/025$ درجه سانتیگراد در سطح تا $20/623$ درجه سانتیگراد در عمق $11/4$ متری تغییر کرده است. گرادیان قائم دمایی در این ایستگاه $0/035$ درجه سانتیگراد بر متر بوده است.



شکل (۲-۹) موقعیت ایستگاههای هواشناسی در دریای خزر [۱]



شکل (۲-۱۰): موقعیت ایستگاههای مطالعاتی در دریای خزر درگشت دریای سال ۱۳۷۴ [۴]

جدول (۲-۵): موقعیت جغرافیای ایستگاههای مطالعاتی [۴]

شماره ایستگاه	طول و عرض جغرافیای	شماره ایستگاه	طول و عرض جغرافیای
۱	20.49.50 E 00.33.N 37	۸	15.56.E 49 10.25.N 42
۲	39.52.E 50 06.57.N 38	۹	17.51.E 49 31.50.N 42
۳	06.45.E 50 06.57.N 38	۱۰	01.06.E 49 20.30.N 43
۴	00 E.03.51 00.39.N 39	۱۱	00.01.E 49 01.16.N 44
۵	10.20.E 51 06 N.17.40	۱۲	00.08.E 49 00.50.N 44
۶	00 E.10.51 00.51.N 40	۱۳	00.28.E 50 00.26.N 45
۷	23.09.E 50 55 N.43.41		

۲-۴-۳- تنش باد در دریای خزر

برای محاسبه استرس باد روی دریای خزر احتیاج به سرعت باد در نواحی مختلف دریا می‌باشد. با توجه به محاسباتی که برای سه حوزه شمالی، مرکزی و جنوبی انجام دادیم، داده‌های باد در نواحی سه گانه ضروری است. مؤلفه‌های استرس باد در جهت شمالی - جنوبی، τ_y و شرقی - غربی، τ_x در نظر گرفته شده است.

با توجه به میانگین سرعت باد در نواحی سه گانه و جهت وزش، مؤلفه‌های استرس را برای نواحی فوق به صورت زیر محاسبه می‌نماییم. برای محاسبه تنش باد از فرمول زیر استفاده می‌کنیم [۹، ۱۱]:

$$\tau = C_d \rho_a W^2$$

که در آن $C_d = 1/5 \times 10^{-3}$ ضریب کشش دراک و W سرعت باد در هر نقطه بر روی شبکه است و چگالی جو برابر است با $\rho_a = 1/193 \text{ Kg/m}^3$. با داده‌های فوق و مقدار پارامتر کوریولیس برای سه حوزه بصورت زیر مقدار استرس باد و مؤلفه‌های آن را برای سه حوزه محاسبه می‌شوند:

الف) حوزه شمالی: اگر سرعت باد حداکثر 5 m/s باشد، خواهیم داشت:

$$\psi = 47^\circ, f = 2\Omega \sin \psi = 1/06 \times 10^4 \text{ s}^{-1}, \quad \tau_y = \tau_x = 0/03 \text{ N/m}^2$$

ب) حوزه مرکزی: سرعت باد حداکثر 7 m/s می‌باشد.

$$\psi = 42/5^\circ, f = 2\Omega \sin \psi = 9/8 \times 10^5 \text{ s}^{-1}, \quad \tau_y = \tau_x = \tau_y = 0/06 \text{ N/m}^2$$

ج) حوزه جنوبی: سرعت باد حداکثر 4 m/s می‌باشد.

$$\psi = 38^\circ, f = 2\Omega \sin \psi = 8/98 \times 10^5 \text{ s}^{-1}, \quad \tau_y = \tau_x = 0/02 \text{ N/m}^2$$

با توجه به مقادیر فوق مشاهده می‌کنیم که تنش باد در ناحیه مرکزی دریای خزر بیشترین مقدار را دارد و باد غالب معمولاً در کل حوزه خزر شمال شرقی و شمال غربی می‌باشد.

۲-۴-۴- سرعت اصطکاکی و عمق نفوذ اصطکاک

با توجه به میزان تنش باد در نواحی سه گانه دریای خزر می توانیم سرعت اصطکاکی را برای نواحی فوق از فرمول زیر محاسبه نماییم [۱۴]:

$$U_* = \sqrt{\tau \rho_a} \quad (۱-۲)$$

که در آن استرس باد بر حسب Nm^2 و U_* سرعت اصطکاکی بر حسب m/s و ρ_a چگالی اتمسفر می باشد

$$U_* = \sqrt{\tau \rho_a} \quad U_{*X} = U_{*Y} = 0/158 m/s \quad \text{الف) حوزه شمالی:}$$

$$U_* = \sqrt{\tau \rho_a} \quad U_{*X} = U_{*Y} = 0/224 m/s \quad \text{ب) حوزه مرکزی:}$$

$$U_* = \sqrt{\tau \rho_a} \quad U_{*X} = U_{*Y} = 0/129 m/s \quad \text{ج) حوزه جنوبی:}$$

با توجه به مقادیر فوق می توانیم عمق نفوذ اصطکاک را از فرمول زیر محاسبه نماییم [۱۱، ۱۲]:

$$D = \frac{\tau}{U_* \rho f} \quad (۲-۲)$$

که در آن D عمق نفوذ اصطکاک بر حسب متر، τ تنش باد بر حسب نیوتن بر متر مربع، U_* سرعت اصطکاکی بر حسب متر بر ثانیه، f پارامتر کوریولیس بر حسب عکس ثانیه و ρ چگالی آب بر حسب کیلوگرم بر متر مکعب است. بطور نمونه عمق لایه اصطکاکی برای سه ناحیه محاسبه شده است.

الف) حوزه شمالی	ب) حوزه مرکزی	ج) حوزه جنوبی
$D=۲/۳۹m$	$D=۳/۱m$	$D=۲/۸۲۸m$

با توجه به عمق متوسط حوزه شمالی که برابر $۴/۴$ متر است مشاهده می شود که عمق نفوذ اصطکاک ناشی از تنش باد در این منطقه قابل توجه بوده و می تواند تمام ستون آب را تحت تأثیر قرار دهد. همچنین برای حوزه مرکزی با عمق متوسط ۱۹۲ متر این نکته قابل تأمل است که باد نمی تواند کل ستون آب را تحت تأثیر قرار دهد. برای حوزه جنوبی با توجه به عمق متوسط ۳۴۵ متر تأثیر تنش باد بر این منطقه بسیار ناچیز می باشد.

۲-۴-۵- عدد ریچاردسون در دریای خزر

این پارامتر بصورت زیر تعریف می شود [۲۸]:

$$Ri = N^2 / (dV / dz)^2 = -g / \rho (\partial \rho / \partial z) / (dV / dz)^2 \quad (۳-۲)$$

که در آن N فرکانس شناوری و (dV/dz) گرادیان سرعت است. عدد ریچاردسون مساوی با نسبت اثر چینه بندی چگالی به گرادیان سرعت است. اگر عدد ریچاردسون بزرگتر از $Ri > \frac{1}{4}$ باشد جریان آرام و

اگر $Ri < 0$ باشد حرکت تلاطمی و اگر $0 < Ri < \frac{1}{4}$ اغتشاش ضعیف است [۱۰].

برای محاسبه عدد ریچاردسون در دریای خزر احتیاج به عمق میانگین و سرعت متوسط جریان در سطح در سه حوزه داریم. که مقادیر آنها به ترتیب برای حوزه شمالی $h=4/4m$, $V=1m/s$ و حوزه مرکزی $h=192m$, $V=0/65m/s$ و حوزه جنوبی $h=345m$, $V=0/4m/s$ می باشد. بنابراین با توجه به مقادیر فوق عدد ریچاردسون برای مناطق فوق به صورت زیر قابل محاسبه است. بطور نمونه در مناطق سطحی برابر است با:

الف) حوزه شمالی	ب) حوزه مرکزی	ج) حوزه جنوبی
$Ri=0/849$	$Ri=8/775$	$Ri=41/837$

همانطور که مشاهده می شود مقدار عدد ریچاردسون برای حوزه مرکزی و جنوبی بزرگتر از $1/4$ می باشد پس انتظار جریان آرام را داریم. در حوزه شمالی با توجه به کوچک بودن عدد ریچاردسون انتظار جریان متلاطم را داشته که با توجه به کم عمق بودن منطقه مسئله به نظر مورد تأیید می باشد

۲-۴-۶- لزجت افقی و عمودی در دریای خزر

برای بررسی میزان لزجت افقی و عمودی دریای خزر از معادلات مانک اندرسن استفاده شد که توسط بنت نیز در سال ۱۹۷۷ در بررسی مدل سه بعدی گردش در دریاچه آنتریو، استفاده شده است. با توجه به شبکه بندی مورد استفاده در ابعاد (10×10) کیلومتر برای هر شبکه ما می توانیم لزجت افقی را از فرمول زیر محاسبه نماییم [۱۴]:

$$A_y), A_x = A_y = 0.25 f \min^2 (A_x) \quad (۴-۲)$$

همچنین می‌توان لزجت عمودی را از فرمول زیر محاسبه نمود که در آن τ تنش باد ρ چگالی پایه و Ri عدد ریچاردسون می‌باشد [۱۴، ۱۹].

$$A_z = 100 \left| \tau / \rho_o \right| \frac{1}{(1 + 10 Ri)^{\frac{3}{2}}} \quad (5-2)$$

مقادیر محاسبه شده برای سه حوزه دریای خزر به صورت زیر می‌باشد:

الف) حوزه شمالی	ب) حوزه مرکزی	ج) حوزه جنوبی
$A_x = A_y = 2650 \text{ m}^2/\text{s}^{-1}$	$A_x = A_y = 2450 \text{ m}^2/\text{s}^{-1}$	$A_x = A_z = 2245 \text{ m}^2/\text{s}^{-1}$
$A_z = 3/2 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}^{-1}$	$A_z = 9/49 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^{-1}$	$A_z = 1/56 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}^{-1}$

لازم به ذکر است که ضریب لزجت افقی بر اساس محاسبات مونین و از میدوف (۱۹۸۵) (بیدختی و دیگران ۱۳۷۷) برابر $10^0 \text{ m}^2/\text{s}$ و لزجت عمودی برابر با $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ برای دریای خزر از مشاهدات و اندازه گیری بدست آمده است [۳]. لزجت افقی در دریاهاى آزاد می‌تواند تا مرتبه 10^9 سانتی متر مربع بر ثانیه در نظر گرفته شود. برای انجام محاسبات عددی جریان دریای خزر از مقادیری که محاسبه نمودیم استفاده شده است.

۲-۴-۷- ضریب پخش گرمایی برای دریای خزر

ضریب پخش قائم گرمایی از رابطه (۶-۲) استفاده شد. این فرمول مورد استفاده بنت (۱۹۷۷) در دریاچه آنتریو و فدوی حسینی در دریای خزر قرار گرفته است [۱۴].
بدلیل نداشتن اطلاعات در مورد ضریب پخش گرمایی در دریای خزر، در مدل ارائه شده نیز ضریب پخش گرمایی عبارت خواهد بود از [۱۸، ۱۹]:

$$K = 100 \left| \tau / \rho_o \right| \left[1 / \left(1 + \frac{10}{3} Ri \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (6-2)$$

پخش حرارتی را برای سه حوزه به ترتیب زیر محاسبه نماییم. مقادیر محاسبه شده برای سه حوزه به قرار زیر است:

الف) حوزه شمالی	ب) حوزه مرکزی	ج) حوزه جنوبی
$K = 7/16 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$	$K = 1/43 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$	$K = 0/3 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$

فصل سوم

مدل سازی سه بعدی و معادلات حاکم

در سیستمهای بزرگتر از مقیاس مولکولی هر متغیر سیستم مانند سرعت، فشار، چگالی بصورت میانگین و آشفته‌گی (نوسان از حالت تعادل) در نظر گرفته می‌شود. بدلیل آنکه در عمل راه حلی جهت حل متغیرهای جزئی وجود ندارد از معادلات میانگین‌گیری می‌شود. و جهت ساده سازی فرضها و تغییرهایی بکار می‌رود تا معادلات قابل حل باشند. در این مدل شتاب گرانی ثابت و بستر دریا بدون حرکت فرض شده است. بنابراین تنها نیروهای اصطکاکی، گرادیان فشار و کوریولیس در معادلات حاکم خواهند بود. با فرض اینکه سیال غیر قابل تراکم باشد تغییرات افقی دانسیته حذف ولی تغییرات قائم آن با ترم گرانی در نظر گرفته می‌شود. (تقریب بوسینسک) بنابراین امواج صوتی به دانسیته بستگی دارند [۱۰] و معادله پیوستگی در مدل ساده خواهد بود. با در نظر گرفتن سه مولفه ناویراستوکس^۱، و معادله پیوستگی ابتدا از طریق آنالیز ابعادی^۲ بدون بعد نموده و شرایط حوزه را اعمال کرده و ترمها رانسبت به هم تقریب می‌زنیم. با فرض اینکه عمق حوزه مورد نظر ۱۰۰۰ متر و عرض آن ۵۰۰ کیلومتر باشد. از معادله پیوستگی خواهیم داشت:

$$\frac{H}{L} = \frac{1000m}{500km} \ll 1 \Rightarrow H \ll L \Rightarrow W \ll U$$

بنابراین حوزه موردنظر یک حوزه کم عمق و بزرگ مقیاس بوده و از معادلات آبهای کم عمق پیروی می‌کند. با در نظر گرفتن مولفه سوم اندازه حرکت و این که حوزه مدل کم عمق است، تقریب هیدرواستاتیک صادق خواهد بود. این تقریب شتابهای قائم ناشی از اثرات شناوری را حذف و از هم رفت آزاد طبقات ناپایدار جلوگیری می‌کند.

¹ - Navier Stokes ² - Scaling Analysis

۳-۲- معادلات دیفرانسیل حاکم

برای مدل سازی سه بعدی گردش آب در دریای خزر ناشی از وزش باد را می توان از معادلات کلی جریان سیالات استفاده کرد. معادلات اندازه حرکت برای دو مولفه سرعت افقی به صورت زیر است [۴۲، ۱۰]:

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = \alpha \nabla P_s - \alpha \nabla P - 2\Omega \times \mathbf{V} - \mathbf{g} + \mathbf{F} \quad (۳-۱)$$

که در رابطه فوق $\frac{d\mathbf{V}}{dt}$ شتاب کلی، $-\alpha \nabla P$ نیروی گرادیان فشار، $-\alpha \nabla P_s$ نیروی گرادیان فشار جو، $-2\Omega \times \mathbf{V}$ نیروی کوریولیس، \mathbf{g} گرانش و \mathbf{F} به عنوان سایر نیروهای عمل کننده و α عکس چگالی تعریف می شود. از رابطه فوق می توان نوشت:

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V} = -\alpha \nabla P - \alpha P_s - 2\Omega \times \mathbf{V} + \alpha \mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V} \quad (۳-۲)$$

که ترم شتاب کلی به دو قسمت $\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t}$ شتاب محلی و $\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V}$ شتاب فرا انتقالی (ترمهای انتقالی) و ترم $\nabla \cdot \mathbf{V} \mathbf{V} \alpha$ به عنوان نیروهای اصطکاکی در نظر گرفته می شوند.

معادله فوق را می توانیم به صورت زیر در دو بعد y, x بنویسیم:

$$\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = f_v - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p_s}{\partial x} - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial x} + \left[A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right] \quad (۳-۳)$$

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -f_u - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p_s}{\partial y} - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial y} + \left[A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right] \quad (۴-۳)$$

برای جملات اصطکاکی داریم:

$$A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial z} (\tau_{zx}) \quad (۵-۳)$$

$$A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial z} (\tau_{zy}) \quad (۶-۳)$$

با کاربرد معادلات (۵-۳) و (۶-۳) در معادلات (۳-۳) و (۴-۳) خواهیم داشت:

$$\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = f_v - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p_s}{\partial x} - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial x} + A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \quad (۷-۳)$$

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -f_u - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p_s}{\partial y} - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial y} + A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} \quad (۸-۳)$$

با انتگرال گیری از روابط فوق در امتداد قائم و مشتق گیری از معادله (۷-۳) نسبت به y و از معادله (۸-۳) نسبت به x و جمع طرفین معادلات حاصل می‌توانیم معادلات فوق را به صورت زیر بنویسیم که به معادله تاوایی یا معروف است:

$$\frac{d}{dt} \left[\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right] = -\beta v + A_h \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{\rho H} \left[\frac{\partial \tau_{sy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{sx}}{\partial y} \right] \right. \\ \left. - \frac{1}{\rho H} \left[\frac{\partial \tau_{by}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{bx}}{\partial y} \right] + \frac{1}{\rho H^2} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{1}{\rho H^2} (\tau_{sy} - \tau_{by}) \frac{\partial H}{\partial x} \right] \quad (9-3)$$

که در آن $\frac{d}{dt}$ برابر $\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$ و $\beta = \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)$ برابر با تغییرات پارامتر کوریولیس با عرض جغرافیایی می‌باشد. با تعریف تابع جریان به صورت: [۱۰، ۲۲، ۲۵]

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y} \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (10-3)$$

می‌توانیم ترمهای تشکیل دهنده رابطه (۱۰-۳) را به صورت زیر بنویسیم [۱۰]:

$$\beta v = \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (11-3)$$

با قرار دادن رابطه (۱۱-۳) در رابطه (۹-۳) خواهیم داشت:

$$\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \right] = A_h \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} \left(-\frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \left(-\frac{\partial \psi}{\partial y} \right) \right) \right] \\ \times \left[\frac{\partial^4}{\partial x^4} + 2 \left(\frac{\partial^2}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial^4}{\partial y^4} \right] \psi \quad (12-3)$$

که در آن عبارت داخل براکت سمت راست به اپراتور بی‌هارمونیک معروف است که می‌توانیم آن را به

$$A_h (\nabla \times \nabla^2 \mathbf{V}) = A_h \nabla^4 \psi$$

صورت زیر بنویسیم:

کرل تنش باد در سطح را با توجه به تعریف زیر می‌توانیم به صورت زیر بنویسیم [۱۰، ۱۸، ۱۹]:

$$\tau_s = C_D \rho_a w^2 = K W^2 = K |W| W$$

در رابطه بالا K ضریب ثابت تنش باد می‌باشد و عبارت داخل کروشه از معادله ۹-۳ معادل است با:

$$\frac{1}{\rho H} \left[\frac{\partial \tau_{sy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{sx}}{\partial y} \right] \equiv \frac{1}{\rho H} \nabla \times \tau_s$$

بنابراین می توان نوشت:

$$\frac{1}{\rho H} \nabla \times \tau_s = \frac{1}{\rho H} [\nabla \times K|w|w] = \frac{K|w|w}{\rho H} \nabla \times w = \frac{K|w|w}{\rho H} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (14-3)$$

با توجه به تعریف: $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}$ می توان معادله (9-3) را برای اولین لایه به صورت زیر

نوشت:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \left[\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right] = & -\beta V + A_h \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{\rho H} \left[\frac{\partial \tau_{sy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{sx}}{\partial y} \right] \right. \\ & \left. - \frac{1}{\rho H} \left[\frac{\partial \tau_{my}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{mx}}{\partial y} \right] + \frac{1}{\rho H^2} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{1}{\rho H^2} (\tau_{sy} - \tau_{my}) \frac{\partial H}{\partial x} \right] \end{aligned} \quad (15-3)$$

با آوردن ترمهای انتقالی به طرف راست و تعریف تابع جریان داریم:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} [\nabla^2 \psi] = & - \left[u \frac{\partial}{\partial x} [\nabla^2 \psi] + v \frac{\partial}{\partial y} [\nabla^2 \psi] - \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} + A_h \nabla^4 \psi \right] \quad (16-3) \\ & + \frac{1}{\rho H} \left[\frac{\partial \tau_{sy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{sx}}{\partial y} \right] - \frac{1}{\rho H} \left[\frac{\partial \tau_{my}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{mx}}{\partial y} \right] + \frac{1}{\rho H^2} (\tau_{sx} - \tau_{mx}) \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{1}{\rho H^2} (\tau_{sy} - \tau_{my}) \frac{\partial H}{\partial x} \end{aligned}$$

معادله فوق به عنوان معادله پایه برای محاسبات تابع جریان در حالت کلی با در نظر گرفتن کلیه ترمها مورد بررسی و حل عددی قرار می گیرد. نتایج و جوابهای حاصل از این حل برای محاسبه مولفه های سرعت افقی و سپس توسط معادله پیوستگی برای بدست آوردن سرعت عمودی استفاده می شود.

برای محاسبه تنش برشی در لایه های میانی از رابطه تنش برشی نیوتن (۱۹۸۶) و پوک (۱۹۸۷) به شکل زیر استفاده می شود [۱۰، ۱۲، ۱۳]:

$$\tau_{mx} = A_z \frac{\partial u}{\partial z} + A_h \frac{\partial w}{\partial x}$$

که در رابطه بالا ترم اول ناشی از تغییرات قائم سرعت افقی است که باعث انتقال خالص تنش در سیال تراکم ناپذیر است و ترم دوم ناشی از تغییرات افقی روی محور xها می باشد. با توجه به تابع جریان داریم:

$$\tau_{mx} = A_z \left(\frac{-\partial \psi_1}{\partial y} - \frac{-\partial \psi_3}{\partial y} \right) \quad \tau_{my} = A_z \left(\frac{-\partial \psi_1}{\partial y} - \frac{-\partial \psi_3}{\partial y} \right) \quad (17-3)$$

که اندیسهای یک و دو مربوط به لایه اول و سوم می باشد.

برای کرل تنش در کف از یک عبارت خطی به صورت زیر استفاده می کنیم [بنت (۱۹۷۷)]:

$$\frac{\tau_B}{\rho} = r v_w \rightarrow \nabla \times \frac{\tau_B}{\rho} = \nabla \times (r v_w) = r (\nabla \times v_w) = r \psi = r \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \equiv (18-3)$$

$$r \left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) = r \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} \right) = r \nabla^2 \psi$$

$$\frac{1}{\rho H} \left[\frac{\partial \tau_{by}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{bx}}{\partial y} \right] = \frac{1}{\rho H} (\nabla \times \tau_B) = \frac{r}{H} \nabla^2 \psi$$

که در آن τ_B تنش برشی کف، v بردار سرعت باد، r مقدار ثابت ضریب اصطکاک کف برابر 0.002 و u و v مؤلفه بردار سرعت باد و ρ دانسیته آب دریا و H عمق آب می باشد. تنش باد روی محور x ها و y ها

$$\tau_{sx} = C_D \rho_a w^2 = K |w| w \quad \tau_{sy} = C_D \rho_a w^2 = K |w| w \quad \text{بصورت مقابل است:}$$

که در رابطه بالا C_D ضریب درگ برابر با مقدار $(0.8 + 0.065 |w_{10}| \times 10^3)$ و C_D و ρ_a دانسیته هوا برابر با

1.223 kgm^{-3} اختیار شده است. تنش برشی کف را بصورت زیر می توانیم بنویسیم [25, 47, 48]:

$$\tau_b = 0.002 \rho_a |V_b| V_b$$

$$\frac{\partial \tau_{bx}}{\partial x} = ru = -r \frac{\partial \psi}{\partial y} \quad \frac{\partial \tau_{by}}{\partial y} = rv = r \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (19-3)$$

بنابراین می توانیم معادله تاوایی جریان را با در نظر گرفتن کلیه پارامترها بصورت زیر بنویسیم:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} [\nabla^2 \Psi] = & -u \frac{\partial}{\partial x} [\nabla^2 \Psi] + v \frac{\partial}{\partial y} [\nabla^2 \Psi] - \beta \partial \psi / \partial x + A_h \nabla^4 \psi \\ & + 1/\rho \left[\partial \tau_{sy} / \partial x + \partial \tau_{sx} / \partial y \right] - 1/\rho \left[\partial \tau_{my} / \partial x + \partial \tau_{mx} / \partial y \right] \\ & + 1/\rho (\tau_{sx} - \tau_{mx}) \partial H / \partial y - 1/\rho (\tau_{sy} - \tau_{my}) \partial H / \partial x \end{aligned} \quad (20-3)$$

با استفاده از رابطه بالا و استفاده از رابطه (3-10) می توان سرعت های افقی را محاسبه نمود. سپس برای

بدست آوردن سرعت های عمودی در هر لایه می توان از معادله پیوستگی استفاده کرد [11, 39].

$$\partial u / \partial x + \partial v / \partial y + \partial w / \partial z = 0 \quad (21-3)$$

همچنین برای محاسبه دما در هر لایه با توجه به تعیین سرعت های افقی و عمودی در هر لایه از معادله

انرژی ترمودینامیکی آدامز-بشفورت استفاده می کنیم [16, 33].

$$\partial T / \partial t = -\partial(uT) / \partial x - \partial(vT) / \partial y - \partial / \partial z [wT - k \partial T / \partial z] \quad (22-3)$$

در معادله فوق T دما و w و v و u مؤلفه های سرعت و K ضریب پخش گرما می باشد.

۳-۳- میدان محاسباتی و شبکه‌بندی مدل

همانطور که ذکر شد حوزه مورد بررسی دریای خزر با مشخصات کلی که در جدول شماره (۱-۱) آمده است و شکل (۳-۳) شبکه بندی حوزه محاسباتی را بر اساس المانهای مکعب مستطیل در سیستم مختصات کارتزین نشان می‌دهد.

واحد شبکه بندی افقی در سطح و در لایه‌های افقی زیرین مربعی به ابعاد 10×10 کیلومتر مربع می‌باشد. شبکه بندی قائم بر اساس برشهای رسم شده در شکل (۱-۳) تنظیم شده است. فاصله قائم بین لایه‌های افقی متغیر در نظر گرفته شده است و ضخامت لایه‌ها بر حسب متر از بالا به پائین به ترتیب ۱۰، ۵، ۳۰، ۲۰، ۴۰، ۶۰، ۱۰۰، ۱۵۰، ۲۵۰، ۵۰۰ و بالاتر از ۵۰۰ می‌باشد. علت انتخاب لایه‌های سطحی با ضخامت ۳۰، ۲۰، ۱۰، ۵ متر بخاطر بررسی تأثیر باد در لایه‌های سطحی بوده است. همچنین با در نظر گرفتن ضخامت ۱۰۰ متر برای لایه ششم ما قادر به بررسی جریان‌ات در امتدادی موازی با لبه پشته می‌باشیم. شبکه بندی در عمق در چهار برش رسم شده مطابق با شکل (۲-۳) نشان داده شده است.

۳-۴- اطلاعات و پارامترهای لازم برای شرایط مرزی مدل

کلیه اطلاعات و پارامترهای مورد نیاز برای حل عددی قبلاً در فصل دوم مورد بررسی قرار گرفته و و ارائه شده اند. اطلاعات باد براساس گزارشات موجود در سازمان هواشناسی برای حوزه شمالی و مرکزی از منابع موجود بدست آمده است. اطلاعات در مورد دمای سطح از سازمان سنجش از دور ایران و گشت دریایی انجام شده مورد استفاده قرار گرفته است.

به علت فقدان مشاهدات و اندازه گیرهای میدانی، اطلاعاتی در مورد سرعت و جهت جریان وجود نداشته است و صرفاً تجزیه و تحلیل داده‌ها براساس گزارشات متعدد و طرحهای بیان شده از نحوه گردش عمومی دریای خزر صورت گرفته است. برای حل عددی مسئله، شار گرمایی در سطح و کف صفر در نظر گرفته شده است و همچنین سرعت جریان آب رودخانه‌های ورودی به دریای خزر و خروجی از آن مانند خلیج قره باغ، در محاسبات حل عددی قرار داده شده است که در فصل دوم مقدار دبی ورودی و خروجی برای رودخانه‌ها محاسبه و در نظر گرفته شده است.

۳-۴-۱- تصحیحات اعمالی بر داده‌های باد^۱ (S PM) برای بدست آوردن باد دور از ساحل

جهت بدست آوردن باد دور از ساحل با داشتن اطلاعات ایستگاههای هواشناسی حاشیه دریای خزر، باد ساحلی را به باد دور از ساحل تبدیل کرده و با توجه به اینکه اصطکاک باد در سطح خشکی بیشتر از اصطکاک باد در سطح آب می‌باشد فاکتورهای تعدیل کننده زیر انجام می‌شود [۲۲]:

الف) ضریب اصلاح تراز اندازه گیری باد: اگر سرعت باد در تراز ۱۰ متری سطح دریا اندازه‌گیری نشده باشد، با استفاده از رابطه زیر با تبدیل ارتفاع باد از z به ارتفاع ۱۰ متری، سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری محاسبه می‌شود:

$$u(10) = u(z) \left(\frac{10}{z} \right)^{\frac{1}{7}}$$

ب) فاکتور تأثیرات محلی: اغلب اطلاعات باد در منطقه آبی مورد نظر در دسترس نمی‌باشد، اما اطلاعات در ساحل نزدیک آن موجود می‌باشد. در صورتی این دو اطلاعات را می‌توان برابر هم فرض کرد که بادسنج به اندازه کافی نزدیک به سطح آزاد دریا واقع شده باشد. به طوری که فشار اتمسفریک در هر دو یکسان باشد. رزیو و وینسنت در سال ۱۹۷۷ ضریب تصحیح R_L برای محل‌هایی که از فرضیات فوق تبعیت نمی‌کنند ارائه دادند. این ضریب را می‌توان از شکل (۳-۱) بدست آورد. با توجه به طول بادگیر، فاکتور تأثیر محلی از رابطه زیر استخراج می‌گردد اگر طول فچ کمتر از ۱۶ کیلومتر باشد با استفاده از جدول ضریب R_L بدست می‌آید در اینصورت می‌توانیم سرعت باد را با احتساب فاکتور تأثیر محلی به صورت زیر بنویسیم:

$$F < 16km \rightarrow R_L = 1.2 \rightarrow u = u(10) \times R_L$$

پ) فاکتور اختلاف دمای سطح آب و هوا: اگر اختلاف دمای هوا با سطح آب دریا مساوی صفر باشد (T_a دمای هوا و T_s دمای آب دریا) لایه مرزی پایداری طبیعی دارد و هیچ تصحیحی برای سرعت باد لازم نیست. اگر ΔT_{as} منفی باشد لایه مرزی و سرعت باد اثر بیشتری در تولید جریان دارد. ضریب تصحیح R_T در شکل (۳-۲) که تابع ΔT_{as} می‌باشد توسط رزیو و وینسنت ارائه شد. با توجه به اختلاف دمای هوا و سطح آب دریا R_T از شکل (۳-۲) محاسبه می‌شود و سپس با استفاده از رابطه تعدیل دمای سطح آب و هوا، سرعت باد در سطح دریا از رابطه زیر بدست می‌آید:

^۱ – Shore Protection Manual

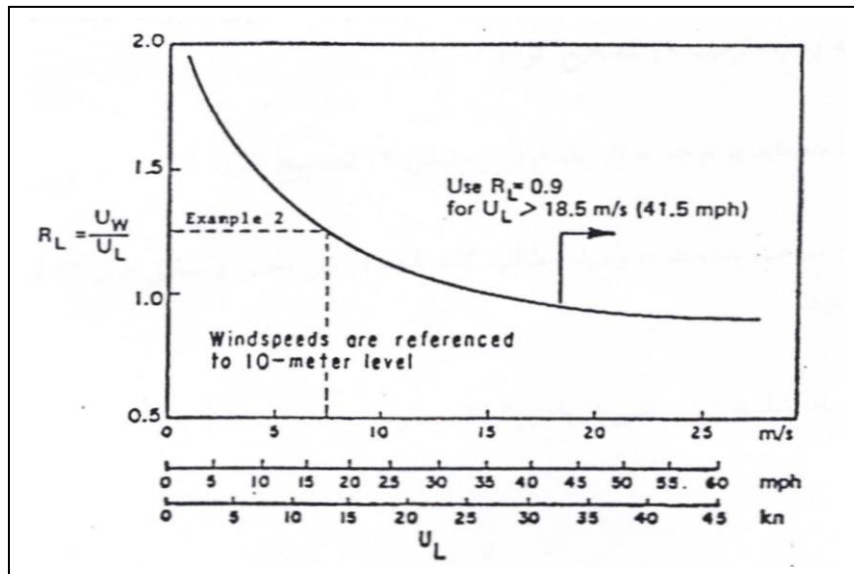
$$\rightarrow R_T = 1.14 \rightarrow T_a - T_s = -6 \quad u(T) = u(10) \times R_L \times R_T$$

ج) فاکتور مدت وزش باد: با توجه به مدت وزش باد می‌توانیم سرعت باد تعدیل شده را محاسبه

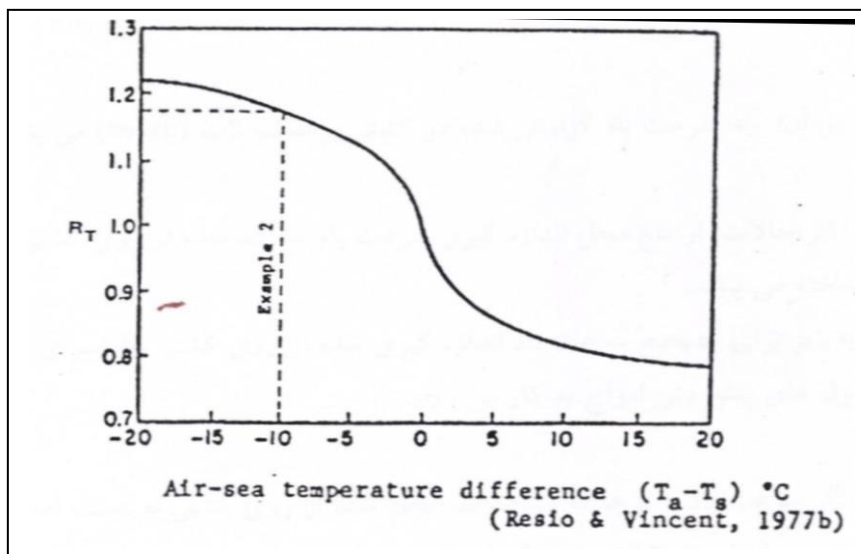
نماییم. با توجه به زمان در نظر گرفته شده و استفاده از رابطه $t = \frac{1609}{u(t)}$ ، محاسبه و با استفاده از

نمودار شکل (۳-۳) می‌توانیم α را محاسبه کنیم و سپس از رابطه $\frac{u(t)}{u_{3600}} = \alpha$ ، مقدار u_{3600} بدست

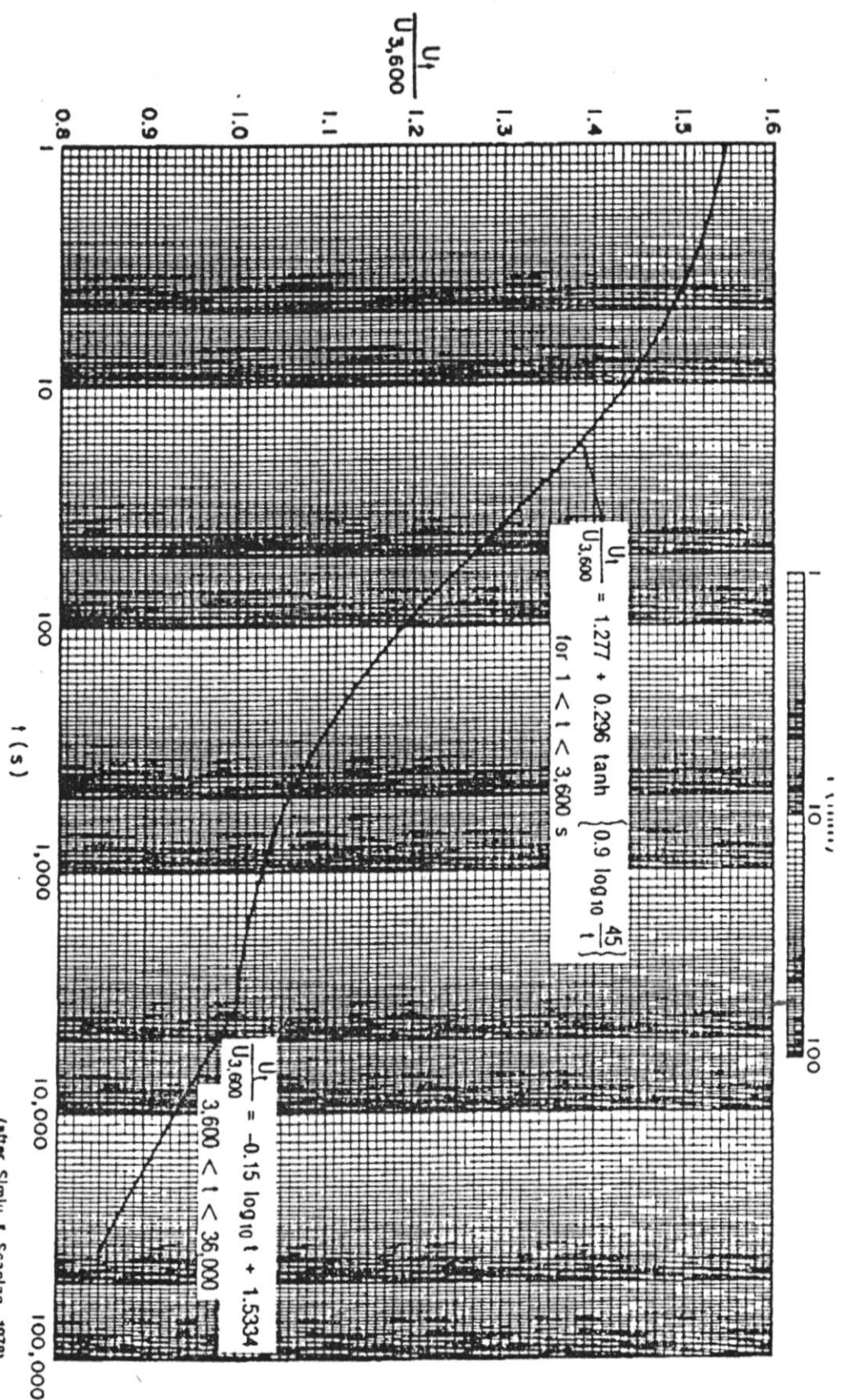
می‌آوریم و در نهایت سرعت باد تعدیل شده از رابطه $U_A = 0.71 (u_{3600})^{1.23}$ محاسبه می‌شود [۲۱].



شکل (۳-۱) ضریب تأثیر فاکتور محلی [۲۱]



شکل (۳-۲) ضریب تصحیح اختلاف دمای سطح آب و هوا [۲۱]



شکل (۳-۳) ضریب تصحیح مدت وزش باد [۲۱]

به عنوان مثال در اثنای یک مشاهده در ایستگاه هواشناسی انزلی در روز ۱۵ شهریور سال ۱۳۷۴ در ساعت ۶ صبح، که در ارتفاع ۶ متری از سطح دریا و به فاصله ۵ کیلومتر از خط ساحلی، مقدار سرعت باد ۱۲m/s گزارش شده است، اختلاف دمای آب سطح دریا و هوا $-6^{\circ}C$ تخمین زده شده و با استفاده از روش SPM، باد دور از ساحل به صورت زیر محاسبه می‌شود:

تعدیل ارتفاع در خشکی
$$u_1 = u(10) = u_0 \left(\frac{10}{z} \right)^{\frac{1}{7}} = 12 \left(\frac{10}{6} \right)^{\frac{1}{7}} = 12.9 m/s$$

تأثیرات محلی
$$F = 10 \text{ km} < 16 \text{ km} \Rightarrow R_L = 1.2$$

سرعت باد با تأثیر محلی
$$u_w = u_L \cdot R_L = (12.9)(1.2) = 15.48 m/s$$

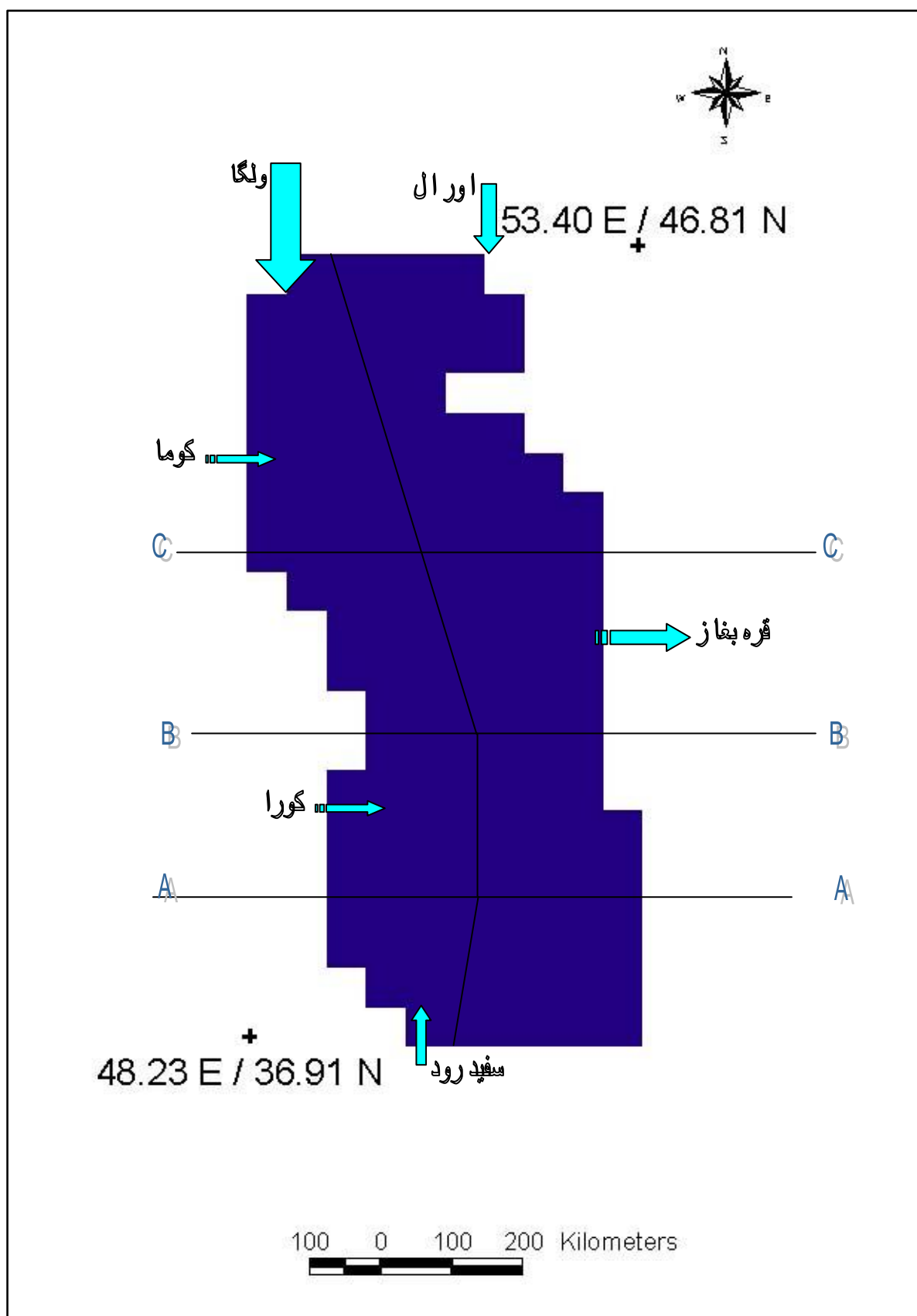
فاکتور اختلاف دما
$$(T_a - T_s) = -6^{\circ}C \Rightarrow R_T = 1.14$$

سرعت باد با تأثیر دما
$$u_t = (u_w)(R_T) = (15.48)(1.14) = 17.64 m/s$$

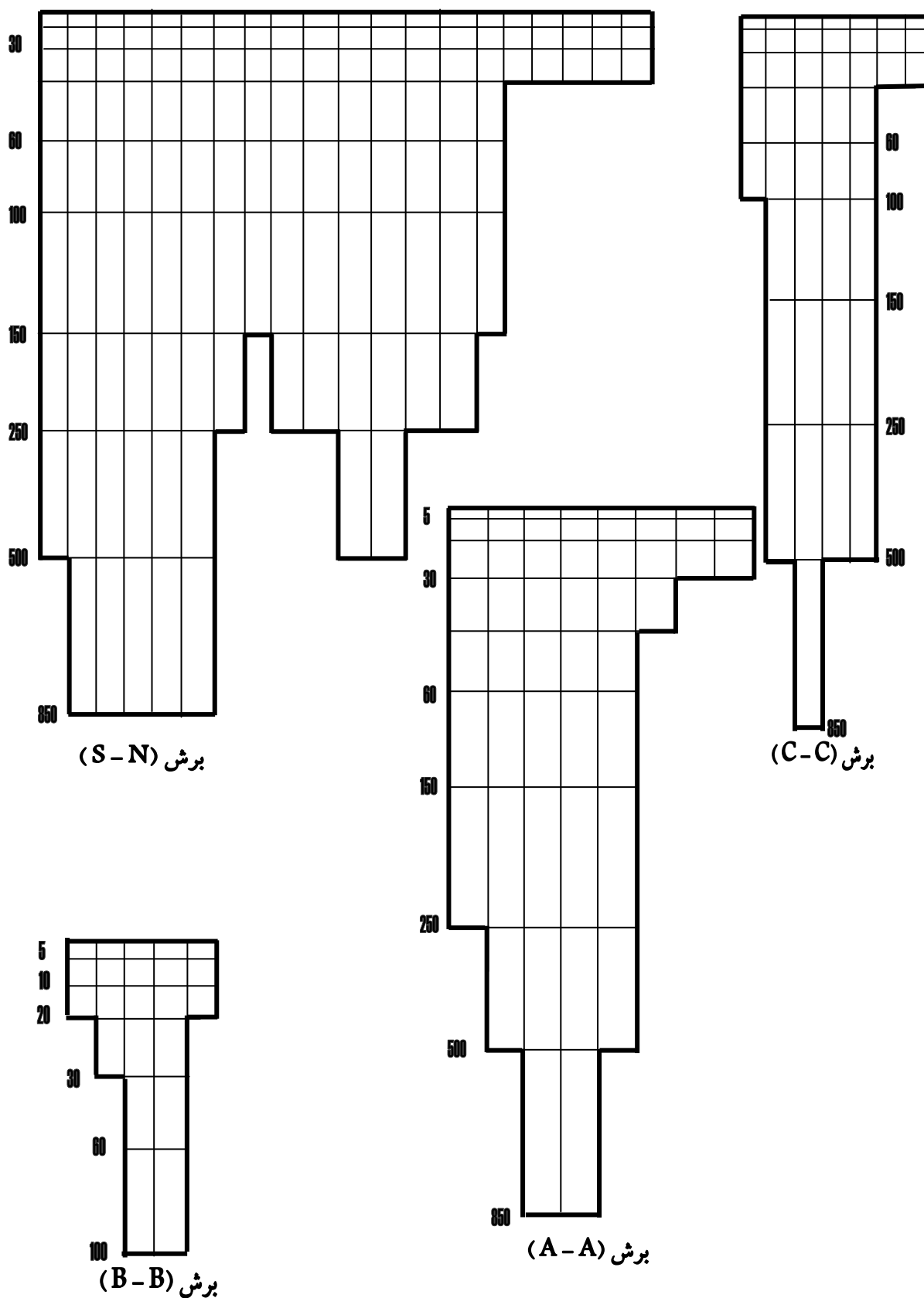
فاکتور مدت وزش
$$t = \frac{1609}{u_t} = \frac{1609}{17.64} = 91.2 \text{ sec} \Rightarrow \frac{u_t}{u_{3600}} = 1.2 \Rightarrow u_{3600} = \frac{17.64}{1.2} = 14.7 m/s$$

سرعت باد
$$u_A = 0.71(u_{3600})^{1.23} = 0.71(14.7)^{1.23} = 19.36 m/s$$

محاسبات برای ایستگاههای انزلی، آستارا، نوشهر، رامسر، نکا، بابلسر، باکو، آکثائو و شفچنکو در ساعت ۶، ۱۲ و ۱۸ روز ۱۵ شهریور به روش SPM محاسبه شده اند و شکل‌های (۳-۵)، (۴-۵) و (۵-۵) در فصل پنجم، الگوی توزیع میدان باد محاسبه شده را که با استفاده از نرم افزار Tecplot ترسیم شده اند، نشان می‌دهند.



شکل (۳-۴) شبکه بندی و مرز دریای خزر در مدل عددی



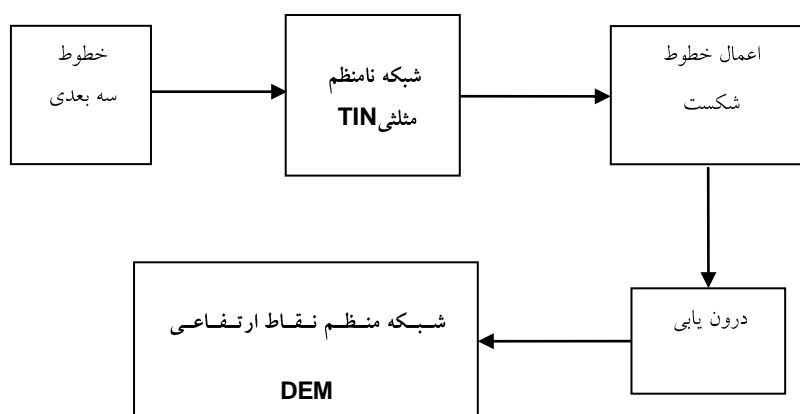
شکل (۵-۳) شبکه بندی عمودی تفاضل محدود برای مدل سه بعدی استفاده شده برای دریای خزر

(عمق بر حسب متر، ابعاد شبکه افقی ۵۰×۵۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است.)

۳-۴-۲- تهیه مدل رقومی ارتفاع سطح و سرعت باد (DEM)^۱ در دریای خزر

مدل رقومی ارتفاع، حاوی مقادیری است که معرف ارتفاع سطح زمین از یک سطح مرجع است. برای تهیه DEM حوزه دریای خزر، ابتدا نقشه توپوگرافی ۱:۱۵۰۰۰۰۰ دریای خزر از سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح تهیه شد. سپس مرز حوزه بر روی آن مشخص شد. خطوط تراز و ارتفاع نقاط در محدوده حوزه استخراج و بر روی کالک ترسیم گردید. سپس نقشه کالکی مذکور با استفاده از اسکرن A و اسکن در محیط نرم افزارهای R2V و Mapinfo5.5 رقومی شد. سپس در محیط نرم افزار Arc View GIS با استفاده از روش شبکه نامنظم مثلثی^۲ (TIN) و مدل رقومی ارتفاع حوزه تهیه شد [۵].

ساختار اطلاعاتی شبکه‌های نامنظم مثلثی یکی از مناسبترین ساختارهای مورد استفاده در تهیه DEM می‌باشد. مثلث‌های TIN در مناطق هموار، بزرگ هستند و در مناطقی با توپوگرافی پیچیده، کوچکتر می‌شوند. این روش می‌تواند در مناطقی با شکستهای تیز در شیب، مانند ستیغ‌های طولانی و یا رودخانه‌ها به خوبی عمل کند (جانسون، ۱۹۹۸).



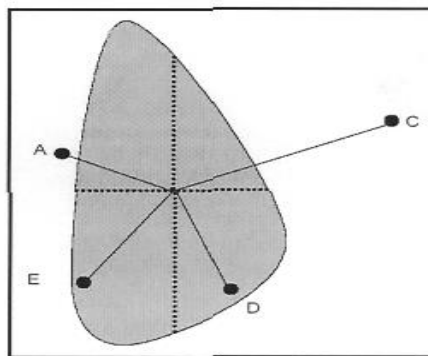
شکل (۳-۶) فرآیند ساخت DEM از اطلاعات برداری (سعادت سرشت، ۱۳۸۰)

شایان ذکر است که در تهیه مدل رقومی ارتفاعی باید ابعاد شبکه سلولی مورد نظر به سیستم معرفی گردد. علیرغم این که هر چه اندازه سلول کوچکتر باشد، دقت محاسبات بیشتر خواهد بود اما تجربه ثابت کرده است که چنانچه اندازه سلول انتخابی از کمترین فاصله بین خطوط تراز ارتفاعی، کوچکتر باشد، گودالهای رقومی و مناطق مسطح بیشتری در DEM ایجاد خواهد شد (پریشانی فروشانی و همکاران، ۱۳۸۱). در این

^۱ - Digital Elevation Model ^۲ -Triangular Irregular Network

تحقیق نیز پس از بررسی فواصل خطوط تراز، اندازه سلول ۱۰ کیلومتر در نظر گرفته شد و DEM حوزه با قدرت تفکیک مکانی ۱۰×۱۰ و ۵۰×۵۰ کیلومتر مدل رقومی دریای خزر تهیه گردید.

برای تعیین سرعت باد، در تاریخ رویداد، مقدار سرعت و جهت ثبت شده در ایستگاههای همدیده ای مذکور در همان روز استخراج گردید و پس از تبدیل آن به باد دور از ساحل به روش SPM با استفاده از روش عکس مربع فاصله در محیط Arc View GIS، توزیع مکانی سرعت در سطح حوزه دریای خزر تهیه و تعیین شد. شایان ذکر است که روش عکس مربع فاصله به عنوان یکی از مناسبترین روشهای میانجی برای سرعت و جهت باد پیشنهاد شده است (وبر و انگلاند، ۱۹۹۲، دریکس و همکاران، ۱۹۹۸). در این روش به نقاط نزدیکتر به سلول مورد نظر، وزن بیشتری نسبت به نقاط دورتر، اختصاص داده می شود. یک تعداد معین از نقاط و یا همه نقاط انتخاب شده در یک شعاع معین می توانند برای تعیین مقدار خروجی در هر محل، مورد استفاده قرار گیرند



شکل (۷-۳)

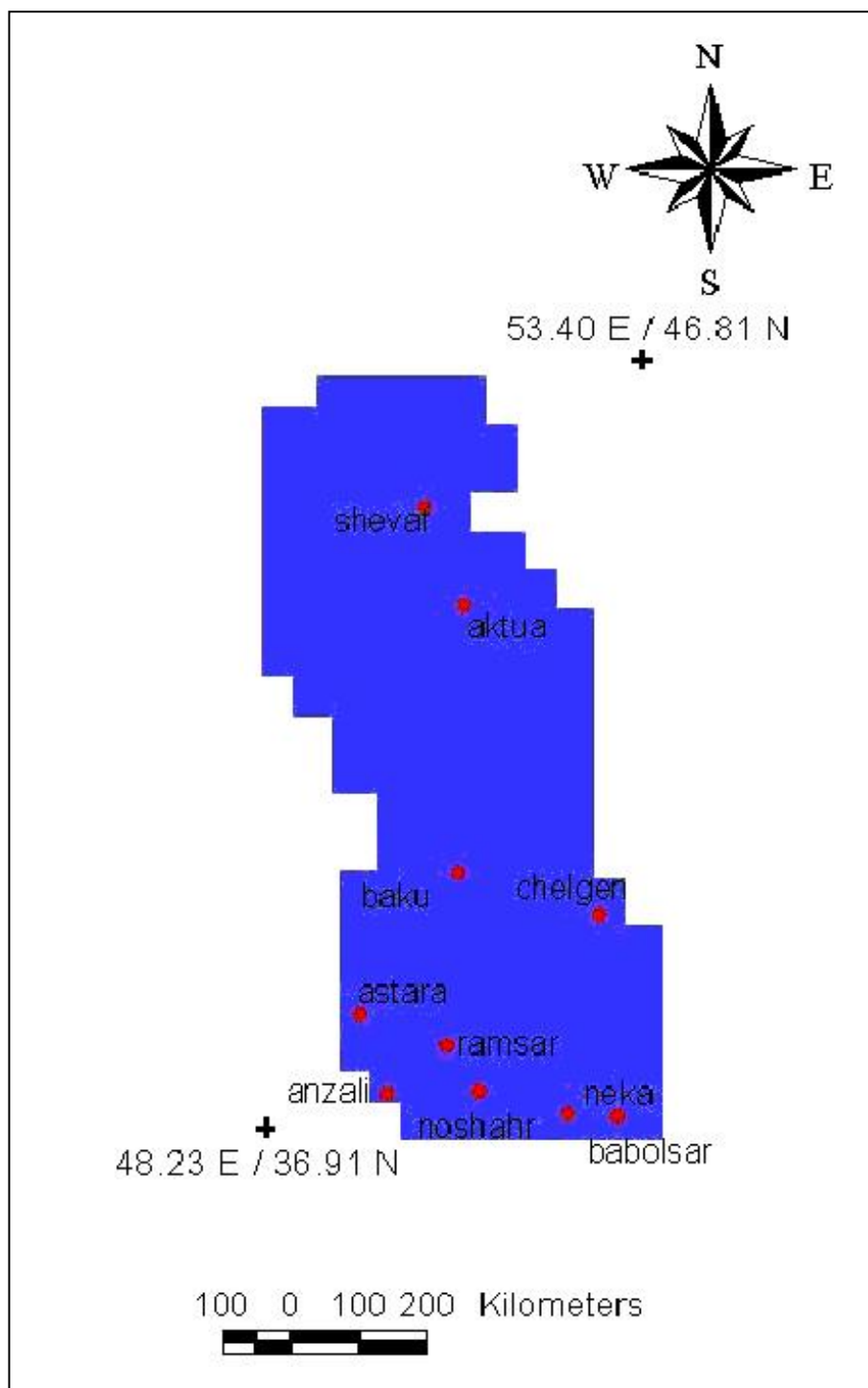
شکل (۷-۳) طرح شماتیک روش عکس مربع فاصله را نشان می دهد که به عنوان مثال وزن ایستگاه C از رابطه زیر محاسبه می شود [۵].

$$W_C = \frac{\frac{1}{D_C^2}}{\frac{1}{D_C^2} + \frac{1}{D_D^2} + \frac{1}{D_E^2} + \frac{1}{D_A^2}}$$

که در آن W_C وزن ایستگاه C، D_C فاصله از نقطه تا ایستگاه C، D_D فاصله از نقطه تا ایستگاه D، D_E فاصله از نقطه تا ایستگاه E و D_A فاصله از نقطه تا ایستگاه A می باشد. مقادیر وزنی ایستگاههای A، D و E نیز به طور مشابه، محاسبه می شود. با استفاده از مقادیر وزنی محاسبه شده، مقدار سرعت باد در هر نقطه از رابطه مقابل بدست می آید:

$$V_{node} = W_A V_A + W_C V_C + W_D V_D + W_E V_E$$

که در آن V_{node} اندازه سرعت باد در نقطه مورد نظر، W وزن ایستگاه و V مقدار سرعت باد ایستگاه می‌باشد. به همین صورت مقدار سرعت باد برای تمام نقاط موجود در حوزه تعیین می‌شود.



شکل (۳-۸) موقعیت باد دور از ساحل با توجه به باد ایستگاههای هم‌دیده ساحلی به روش SPM

۳-۵- شرایط مرزی و فرضیات مدل

- ۱- در مرزها مؤلفه سرعت صفر است ($\psi=0$, $u.n=0$) به جز در نقاط ورودی و خروجی جریان رودخانه‌ها که در رودخانه‌های اورال 0.8 m/s ، اترک 0.4 m/s ، کورا 0.3 m/s و سفید رود 0.2 m/s می‌باشد.
 - ۲- در سطح دریا مقدار تنش باد از معادله (۳-۱۴) مشخص است.
 - ۳- در لایه‌های میانی، مقدار تنش با استفاده از رابطه (۳-۱۶) محاسبه می‌شود.
 - ۴- در کف، استرس با یک قانون درگ خطی از معادله (۳-۱۷) محاسبه می‌شود.
 - ۵- تغییرات قائم فشار بصورت هیدرواستاتیک بوده از شتاب‌های عمودی صرف‌نظر می‌شود.
 - ۶- سطح بصورت لبه سخت رفتار می‌کند.
 - ۷- فرض می‌شود تقریب بوسینسک صادق است یعنی از تغییرات چگالی صرف‌نظر می‌شود بجز در جاهایی که شناوری تأثیر دارد.
 - ۸- فرض تقریب صفحه بتا (β) اعمال می‌شود یعنی با توجه به طول دریای خزر تغییرات پارامتر کوریولیس مورد توجه قرار می‌گیرد.
 - ۹- اصطکاک به وسیله یک لزجت چرخش افقی و عمودی از معادلات (۲-۵) تقریب می‌شود.
 - ۱۰- پخش دما توسط پخش شدگی تلاطمی از رابطه (۲-۶) مشخص و معلوم می‌شود.
- همانطور که ذکر شد شکل (۳-۳) شبکه تفاضل محدود را نشان می‌دهد. واحد پایه شبکه یک جعبه می‌باشد. توپوگرافی کف با تغییر تعداد جعبه‌ها در یک ستون تعیین می‌شود که با تغییر در تعداد جعبه‌ها شکل سه بعدی دریای خزر حاصل می‌شود.

۳-۶- نکاتی راجع به حل عددی مسئله گردش در دریای خزر

برای حل عددی گردش در دریای خزر از روش صریح (Explicit) استفاده شد. معادله (۳-۲۰) را با در نظر گرفتن کلیه ترمها و اعمال شرایط مرزی و برای ۱۹۴۸۹ نقطه در مدل می‌نویسیم. لایه اول تعداد ۳۵۱۲ گره، لایه دوم ۳۰۰۶ گره، لایه سوم ۲۵۱۹ گره، لایه چهارم ۲۳۷۷ گره، لایه پنجم ۲۱۷۸ گره، لایه ششم ۱۷۰۶ گره، لایه هفتم ۱۴۲۴ گره، لایه هشتم ۱۲۱۴ گره، لایه نهم ۹۹۱ گره و لایه دهم ۵۶۴ گره در نظر گرفته شده است.

با استفاده از روش عددی تفاضل محدود گسسته سازی معادلات انجام شده است. مقدار تابع جریان ψ محاسبه شده با استفاده از روابط (۳-۱۰) مقدار مؤلفه‌های سرعت جریان محاسبه می‌شود و نهایتاً از رابطه (۳-۲۱) سرعت عمودی جریان برای هر نقطه در هر لایه از عمق را بدست می‌آوریم. معادله (۳-۲۰) برای مورخه ۱۵ شهریور سال ۷۴ در ساعات ۶، ۱۲ و ۱۸ بررسی و حل شده است. نتایج حاصل در شکل‌های فصل پنجم همین پایان نامه ترسیم شده اند که تغییرات سرعت در نواحی مختلف دریای خزر را به خوبی نشان می‌دهند.

معادله (۳-۲۰) در حالت فوق به شکل زیر قابل تبدیل می‌باشد [۸]:

$$\begin{aligned} \frac{L\Psi^{n+1}-L\Psi^n}{\Delta t} = & -\left[u\frac{\partial}{\partial x}[L\Psi]+v\frac{\partial}{\partial y}[L\Psi]\right]-\beta\frac{\partial\Psi}{\partial x}+A_h\nabla^4\Psi \\ & +\frac{1}{\rho H}\left[\frac{\partial\tau_{sy}}{\partial x}+\frac{\partial\tau_{sx}}{\partial y}\right]-\frac{1}{\rho H}\left[\frac{\partial\tau_{my}}{\partial x}+\frac{\partial\tau_{mx}}{\partial y}\right] \\ & +\frac{1}{\rho H^2}(\tau_{upx}-\tau_{downx})\frac{\partial H}{\partial y}-\frac{1}{\rho H^2}(\tau_{zupy}-\tau_{zdowny})\frac{\partial H}{\partial x} \end{aligned} \quad (23-3)$$

که در رابطه فوق ψ^n تابع جریان در زمان اولیه و ψ^{n+1} تابع جریان در گام بعدی زمان می‌باشد. اپراتور L_ψ به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$L\psi = \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial\psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial\psi}{\partial y} \right) \right]$$

این فرآیند همان طور که ذکر شد در ساعات (۰ تا ۶)، (۶ تا ۱۲)، و (۱۲ تا ۱۸) در بازه زمانی $\Delta t=3600$ ثانیه تکرار می‌شود و در هر مرحله مقادیر تابع جریان محاسبه و سپس سرعت‌های افقی بدست می‌آید. آنگاه با استفاده از رابطه (۳-۲۱) که به صورت زیر قابل نوشتن است قادر به محاسبه سرعت در پایان هر مرحله زمان می‌باشیم [۱۴].

$$\frac{\partial w^{n+1}}{\partial z} = \frac{-\partial u^{n+1}}{\partial x} - \frac{\partial v^{n+1}}{\partial y} \quad (24-3)$$

لازم به ذکر است که بخاطر استفاده از روش حل صریح (Explicit) تمام مشتقات مکانی با روش تفاضل مرکزی تقریب شده اند. در این مرحله معادله مشخصه در فاصله زمانی ۳۶۰۰ ثانیه مورد استفاده قرار گرفته است. همگرایی، مجموع سازگاری و پایداری است که سازگاری شرط لازم همگرایی است ولی شرط کافی نیست. برای اینکه سیستم همگرا شود بحث پایداری مطرح می‌شود. پایداری مسئله

توسط شرط کورانت - فردریخت- لیوی که بصورت زیر $\Delta t < \frac{\Delta x}{C\sqrt{2}}$ است ارزیابی می شود که در این رابطه Δt فاصله زمانی بر حسب ثانیه، Δx فاصله مکانی نقاط شبکه و C سرعت جریان بر حسب متر بر ثانیه می باشد [۱۴].

در روش کنترل پایداری برای اینکه سیستمی پایدار باشد باید مقادیر خطا کاهنده باشد. دقت را می توان با دو روش ریز کردن شبکه و کوچک کردن فاصله زمانی و همچنین کاربرد متصل سازی از درجات بالاتر افزایش داد که اگر ناپیوستگی در جواب وجود داشته باشد از روش درجات پایین استفاده شده و اگر جواب ملایم باشد بدون تغییرات شدید روش درجات پایینتر مناسبتر است. همچنین می توان برای تشخیص دقت، با حل یک مسأله ساده تر که حل آنرا می دانیم حل مسأله را مورد ارزیابی قرار دهیم یا اینکه شبکه را ریز کنیم و جواب مرحله آخر را بعنوان حل نهایی با جوابهای تجربی مقایسه کنیم. با انتخاب متغیرهای وابسته مانند Ψ و w بجای u و v و مختصات مناسب جهت حل مسأله و روش ریچاردسون که اگر در یک مش بندی یک جواب و در مش بندی دیگر جواب دیگری حاصل شد، این دو را با یکدیگر ترکیب می کنیم (روش مشخصه برون یابی)، دقت را می توان افزایش داد. لازم به ذکر است معادله (۳-۲۰) از نوع هذلولی شکل بوده و روش حل مسأله روش حل صریح انتخاب شده است که بطور شرطی پایدار است.

معادله (۳-۲۰)

معادلات مشخصه استفاده شده در مدل سه بعدی برای دریای خزر عبارتند از [۳۹، ۴۴]:

$$\Delta x = \Delta y = d$$

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{\psi_{i+1,j,k,t} - \psi_{i,j,k,t}}{d} \quad \frac{\partial \psi}{\partial y} = \frac{\psi_{i,j+1,k,t} - \psi_{i,j,k,t}}{d}$$

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} = \frac{\psi_{i+1,j,k,t} - 2\psi_{i,j,k,t} + \psi_{i-1,j,k,t}}{d^2}$$

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} = \frac{\psi_{i,j+1,k,t} - 2\psi_{i,j,k,t} + \psi_{i,j-1,k,t}}{d^2}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial y} &= \frac{\psi_{i+1,j+1,k,t} - \psi_{i+1,j-1,k,t} + \psi_{i-1,j+1,k,t} + \psi_{i-1,j-1,k,t}}{4d^2} \\
\frac{\partial^2}{\partial x} \left(\frac{\partial \psi}{\partial x \partial y} \right) &= \psi_{i+1,j+1,k,t} - \psi_{i+1,j-1,k,t} - 2\psi_{i,j+1,k,t} + 2\psi_{i,j-1,k,t} + \psi_{i-1,j+1,k,t} \\
\frac{\partial^3 \psi}{\partial x^2 \partial y} &= \frac{-\psi_{i-1,j-1,k,t}}{2d^3} \\
\nabla^2 \psi &= \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} = \frac{\psi_{i+1,j,k,t} + \psi_{i-1,j,k,t} + \psi_{i,j+1,k,t} + \psi_{i,j-1,k,t} - 2\psi_{i,j,k,t}}{d^2} \\
\nabla^4 \psi &= \psi_{i+2,j,k,t} + \psi_{i-2,j,k,t} + \psi_{i,j+2,k,t} + \psi_{i,j-2,k,t} \\
&\quad + 2[\psi_{i+1,j+1,k,t} + \psi_{i+1,j-1,k,t} + \psi_{i-1,j+1,k,t} + \psi_{i-1,j-1,k,t}] \\
&\quad - 8[\psi_{i+1,j,k,t} + \psi_{i-1,j,k,t} + \psi_{i,j+1,k,t} + \psi_{i,j-1,k,t}] + \frac{2\psi_{i,j,k,t}}{d^4}
\end{aligned}$$

معادله (۲۲-۳)

معادله مشخصه انرژی مدل با استفاده از فرمول آدامز-بشفورت عبارتند از:

$$\begin{aligned}
\frac{T^{n+1} - T^n}{\Delta t} &= -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial x} \left[w - x \frac{\partial T}{\partial z} \right] \\
\frac{\partial T}{\partial x} &= u_{i,j} \frac{(T_{i+1,j,k,t} - T_{i-1,j,k,t})}{2d} \\
\frac{\partial T}{\partial y} &= v_{i,j} \frac{(T_{i,j+1,k,t} - T_{i,j-1,k,t})}{2d} \\
\frac{\partial T}{\partial z} &= w_{i,j} \frac{(T_{i,j,k+1,t} - T_{i,j,k-1,t})}{2\Delta z} \\
\frac{\partial w}{\partial z} &= \frac{(w_{i,j,k+1,t} - w_{i,j,k-1,t})}{2\Delta z} \\
\frac{\partial^2 T}{\partial x \partial z} &= \frac{(T_{i+1,j,k+1,t} - T_{i-1,j,k+1,t} - T_{i+1,j,k-1,t} + T_{i-1,j,k-1,t})}{4d\Delta z} \\
T^{n+1} &= T^n - \Delta t \left[u_{i,j,k,t} \frac{(T_{i+1,j,k,t} - T_{i-1,j,k,t})}{2d} + v_{i,j,k,t} \frac{(T_{i,j+1,k,t} - T_{i,j-1,k,t})}{2d} \right. \\
&\quad \left. + \frac{(w_{i,j,k+1,t} - w_{i,j,k-1,t})}{2\Delta z} - k \frac{(T_{i+1,j,k+1,t} - T_{i-1,j,k+1,t} - T_{i+1,j,k-1,t} + T_{i-1,j,k-1,t})}{4d\Delta z} \right]
\end{aligned}$$

فصل چهارم

آزمایش‌های انجام شده با استفاده از مدل جهت کنترل
برنامه کامپیوتری

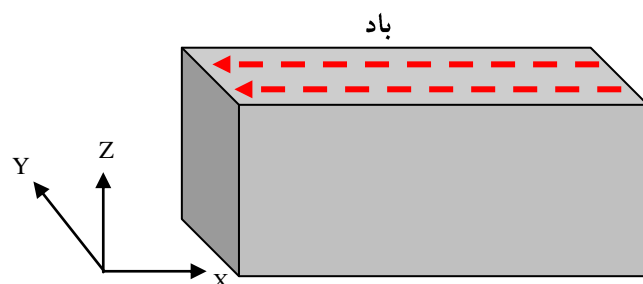
به منظور کنترل در صحت و دقت برنامه لازم است قبل از کاربرد، نتایج حاصل از برنامه با آزمایشهای استاندارد با اعمال شرایط هندسی و هیدرودینامیکی ساده همانند شرایط هندسی و دینامیکی دریای خزر مورد آزمایش قرار گیرد. در این فصل نتایج حاصل از اجرای ۵ آزمایش ارائه شده است. در کلیه آزمایشات میدان محاسباتی بصورت مکعب مستطیل در نظر گرفته شده ولی شرایط مرزی و ابعاد میدان محاسباتی در هر آزمایش تفاوت می‌کند.

۴-۲- آزمایش اول باد در جهت x

به عنوان اولین روش در این حالت شرایط هندسی و مرزی زیر را اعمال می‌کنیم:

۴-۲-۱- شرایط هندسی و مرزی در آزمایش اول

مکعب مستطیلی به ابعاد ۵۰۰ کیلومتر طول و عرض ۲۵۰ کیلومتر (مشابه ابعاد دریای خزر) و عمق ثابت ۲۵۰ متر در نظر گرفته شده است. شکل (۴-۱) شمای سه بعدی میدان محاسباتی مورد نظر را نمایش می‌دهد. شبکه بندی مدل در سطح به ابعاد ۱۰×۱۰ کیلومتر در جهت قائم در هشت لایه با ضخامت‌های متغیر از سطح به کف به ترتیب ۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۶۰، ۱۰۰، ۱۵۰ و ۲۵۰ در نظر گرفته شده است. که شامل ۱۰۰۰۰ گره یا المان می‌باشد. باد دائمی و یکسان در خلاف محور Xها و در ارتفاع ۱۰ متری سطح آب با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه اعمال شده است. شکل (۴-۱) وضعیت عمومی میدان محاسباتی سرعت باد در آزمایش اول را نشان می‌دهد.



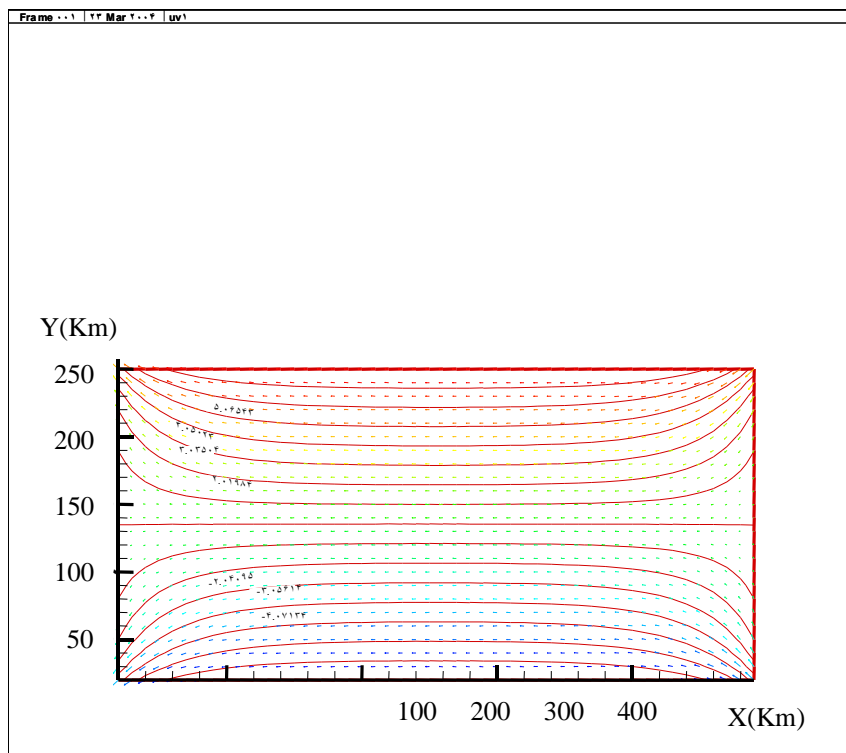
شکل (۴-۱) شمای سه بعدی حوزه در آزمایش اول

۴-۲-۲- نتایج محاسبات آزمایش اول:

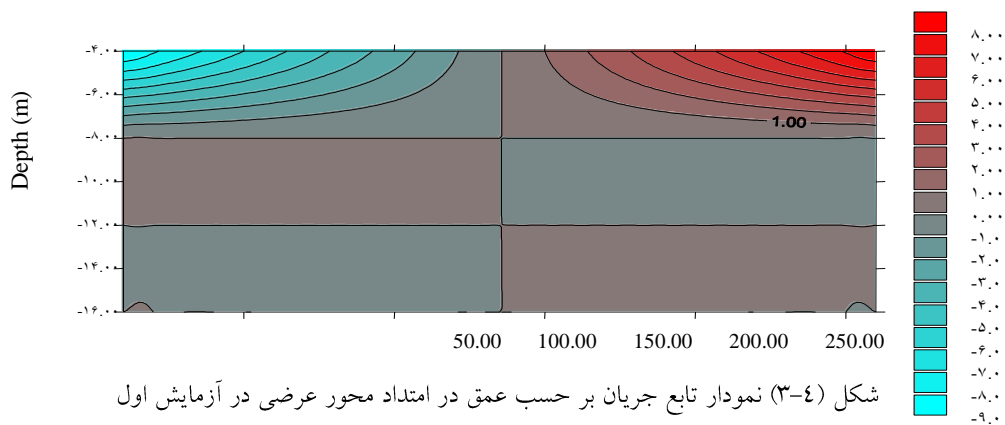
با بررسی شکل (۲-۴) مشاهده می‌شود در مرکز جریان بیشترین مقدار و بدون انحنا می‌باشد. وجود مرزها در کناره‌ها سبب ایجاد انحنای تابع جریان و سرعت جریان می‌گردد و در لبه‌ها که از دو طرف مرز مشترک دارد این فشردگی بیشتر دیده می‌شود. شکل‌های (۲-۴) تا (۴-۴) حاوی وضعیت تغییرات توابع جریان می‌باشند. پارامتر کوریولیس در محاسبات در نظر گرفته شده و با فرض اینکه $y=0$ در عرض جغرافیایی $36^{\circ}33'$ باشد و $y=250$ در عرض جغرافیایی $38^{\circ}51'$ قرار گرفته باشد در محدوده هر المان تغییر پارامتر کوریولیس نسبت به عرض جغرافیایی محسوب شده و از فرض تقریب بتا نیز در محاسبات استفاده شده است. در ناحیه مرکزی انحنای تابع جریان وجود ندارد. زیرا با توجه به الگوی باد که در جهت محور x می‌باشد تغییر پارامتر کوریولیس وجود ندارد. همچنین از ابتدا تا انتهای مرز فاصله قابل ملاحظه ای داشته و وجود مرز هم نمی‌تواند انحنای جریان را در مرکز ایجاد کند. همانطور که از شکل (۲-۴) مشخص است تقارن تابع جریان نسبت به محور x مشهود است اما مقادیر برای دو تابع جریان در ناحیه بالا و پایین بفاصله یکسان از مرکز از نظر اندازه اندکی با هم تفاوت دارند که می‌تواند ناشی از اصل بقای تاوایی پتانسیلی باشد، زیرا به دلیل انحراف جریان ناشی از مرزهای غربی جریان به دو شاخه تقسیم می‌شود که یک جریان رو به بالا و دیگری رو به پایین نسبت به مرکز ایجاد می‌شود و چون این جریان در امتداد محور y می‌باشد نیروی کوریولیس بر آن اثر کرده و با توجه به اینکه محدوده مورد نظر در نیمکره شمالی قرار دارد، جریان به سمت راست منحرف می‌شود. که با توجه به اصل بقای تاوایی در نیمه بالایی هر چه به سمت بالا حرکت کنیم میزان انحراف ناشی از نیروی کوریولیس بیشتر می‌شود در نتیجه تاوایی جریان نسبی کاهش می‌یابد، در صورتیکه در نیمه پایین هر چه به سمت پایین حرکت کنیم نیروی کوریولیس کمتر و در نتیجه تاوایی نسبی جریان نسبت به نیمه بالایی بیشتر می‌شود.

شکل (۳-۴) و (۴-۴) پروفیل تابع جریان بر حسب عمق را در محور طولی و عرضی در آزمایش اول نشان می‌دهد. در محور عرضی تقارن ایجاد شده نسبت به محور z مشخص است. تقریباً از عمق $6/8$ متری به بعد نیز اثر باد به کلی از بین رفته که می‌توان این عمق را عمق لایه اکمن دانست.

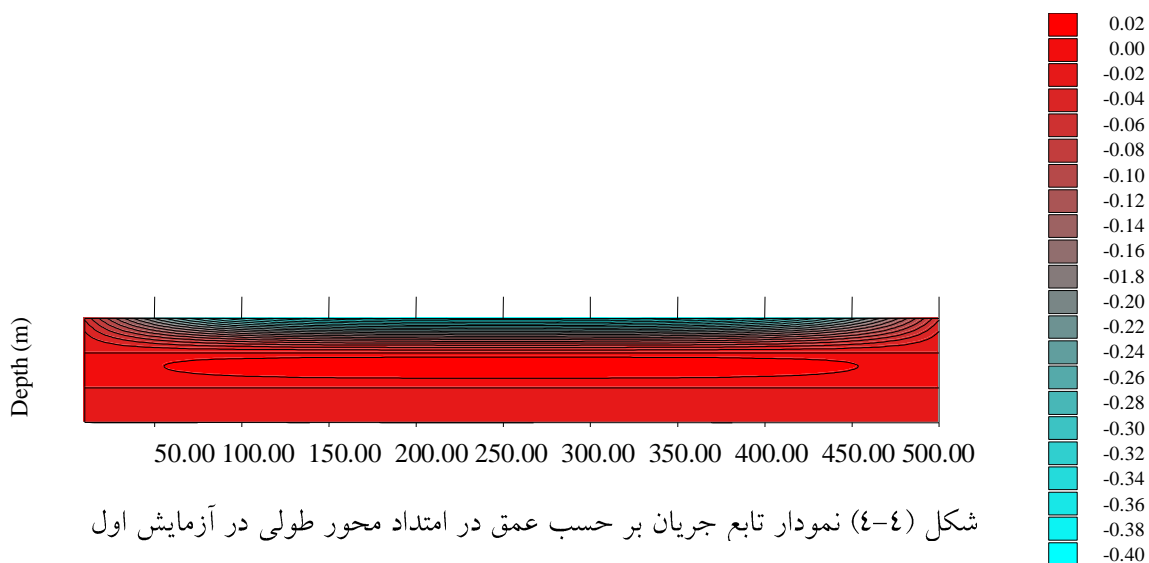
با اجرای برنامه کامپیوتری در روش اول مقادیر Ψ و U و V را بدست آورده و در فایل ذخیره کرده، اطلاعات فایلها با فرستادن به نرم افزار Tecplot ترسیم گردیده است.



شکل (۲-۴) توزیع تابع جریان به همراه سرعت جریان در آزمایش اول لایه اول



شکل (۳-۴) نمودار تابع جریان بر حسب عمق در امتداد محور عرضی در آزمایش اول



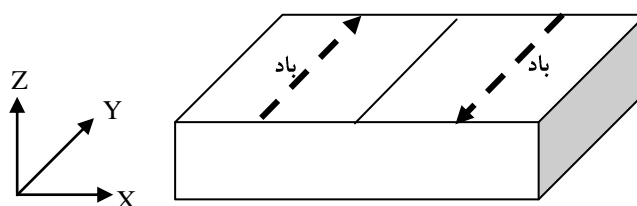
شکل (۴-۴) نمودار تابع جریان بر حسب عمق در امتداد محور طولی در آزمایش اول

۴-۳-۳-۳-۴ آزمایش دوم، باد دو جهته در امتداد محور y

در مرحله دوم با اعمال شرایط هندسی و مرزی داده شده مسئله را کنترل می‌کنیم.

۴-۳-۳-۱-۳-۴ شرایط هندسی و مرزی در آزمایش دوم

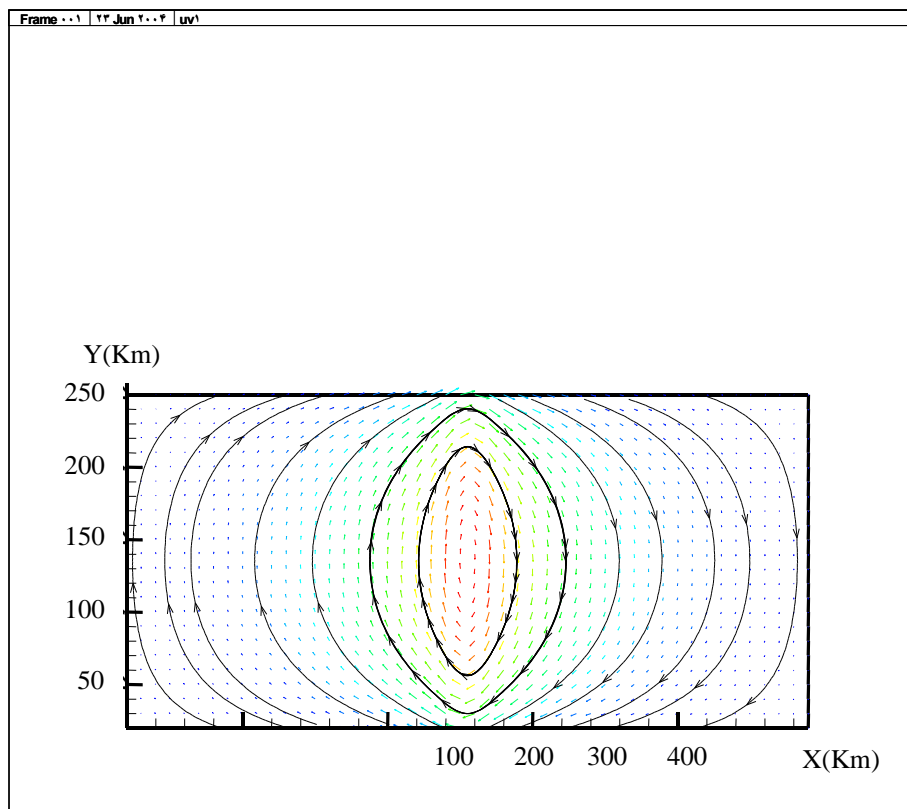
مکعب مستطیلی با شرایط هندسی و مرزی مشابه آزمایش اول انتخاب می‌کنیم. با این تفاوت که جهت باد در سطح بطور یکسان در دو جهت مخالف هم در امتداد محور y ها در ارتفاع ۱۰ متری سطح آب با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه در نظر گرفته شده است. شبکه بندی مدل و تعداد لایه‌ها نیز همانند آزمایش اول در نظر گرفته شده است. شکل (۴-۵) شمای سه بعدی حوزه را در آزمایش دوم نشان می‌دهد. شرایط مرزی دور تا دور سیستم به عنوان مرز بسته در نظر گرفته می‌شود.



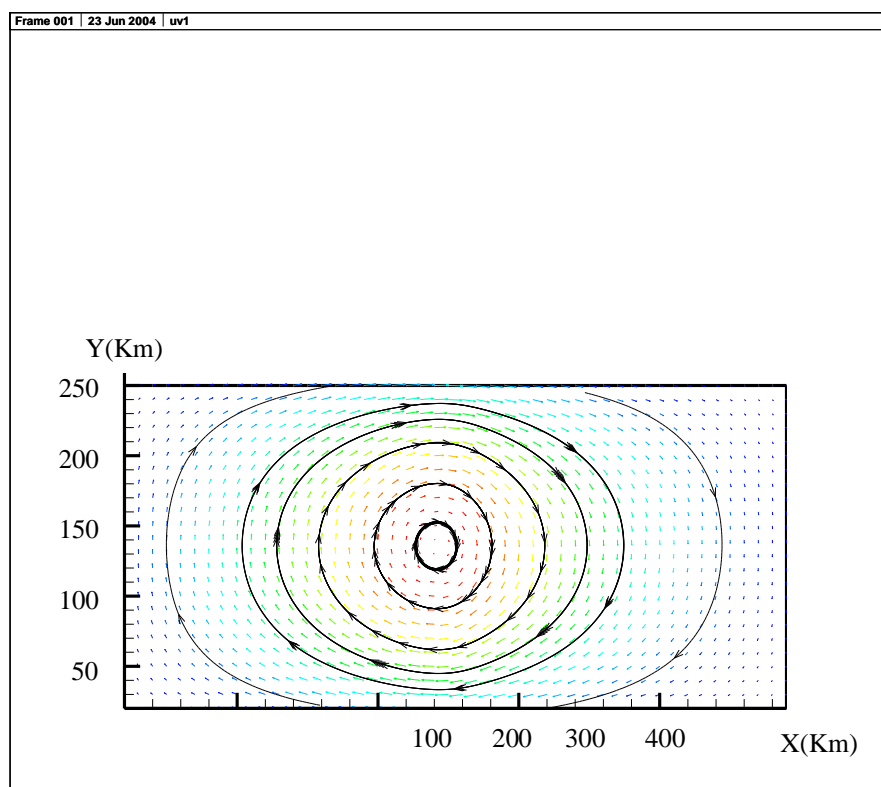
شکل (۴-۵) شمای سه بعدی حوزه در آزمایش دوم با توجه به جهت وزش باد

۴-۳-۲-۲-۳-۴ نتایج محاسبات آزمایش دوم

با توجه به شرایط هندسی جدید و الگوی باد متفاوت نسبت به آزمایش اول نتایج به شرح زیر می‌باشد: شکل (۴-۶) نحوه توزیع جریان را در لایه اول نشان می‌دهد. همانطور که در شکل مشخص است در مرکز جریان بیشترین مقدار را دارد و هر چه که از مرکز به سمت مرزهای شرقی و غربی نزدیک تر می‌شویم از سرعت جریان کاسته می‌شود. گردشی ساعتگرد در مرکز مشاهده می‌شود. کم بودن سرعت جریان در کناره‌های شرقی و غربی می‌تواند ناشی از وجود مرزها باشد. شکل (۴-۷) نیز نحوه توزیع سرعت جریان در لایه سوم (۳۰ متری) را نشان می‌دهد. همانطور که از شکل مشخص است سرعت جریان در لایه سوم نسبت به لایه اول کمتر شده که ناشی از اصطکاک بین لایه‌های آب می‌باشد و خطوط توابع جریان نیز تقریباً به شکل دوایری متحد الشکل نسبت به مرکز می‌باشند. تقارن ایجاد شده نسبت به محور y در لایه اول و لایه سوم کاملاً مشخص است.



شکل (۴-۶) توزیع تابع جریان به همراه بردار سرعت جریان در آزمایش دوم لایه اول



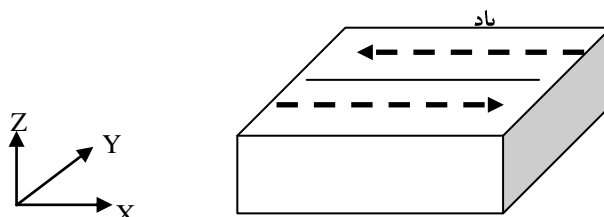
شکل (۴-۷) نحوه توزیع جریان در آزمایش دوم لایه سوم

۴-۴-۴-آزمایش سوم، باد دو جهته در امتداد محور x

در مرحله سوم برای کنترل برنامه با اعمال شرایط هندسی و مرزی داده شده مسئله را کنترل می‌کنیم.

۴-۴-۱-شرایط هندسی و مرزی

مکعب مستطیلی با شرایط هندسی و مرزی مشابه دریای خزر با طول ۱۰۰۰ (در جهت شمالی جنوبی) و عرض ۵۰۰ کیلومتر (در جهت مداری) و عمق ثابت ۲۵۰ متر انتخاب می‌کنیم. با این تفاوت که جهت باد در سطح بطور یکسان در دو جهت مخالف هم در امتداد محور x ها و در ارتفاع ۱۰ متری از سطح آب با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه و پارامتر کوریولیس متغیر و عرض جغرافیایی از $36^{\circ} 33'$ تا $47^{\circ} 7'$ در محاسبات در محدوده دریای خزر در نظر گرفته شده است. المانها در سطح در ابعاد 10×10 کیلومتر و تعداد لایه‌ها در ۸ لایه همانند آزمایش اول و دوم می‌باشد. که تعداد کل المانها ۴۰۰۰۰ می‌باشد. در این آزمایش نیز مانند آزمایش دوم گرادیان سرعت باد در مرز میانی میدان بسیار شدید بوده و از تقارن نتایج حاصله می‌تواند دقت برنامه کامپیوتری را برای تغییرات شدید باد استنباط کرد.

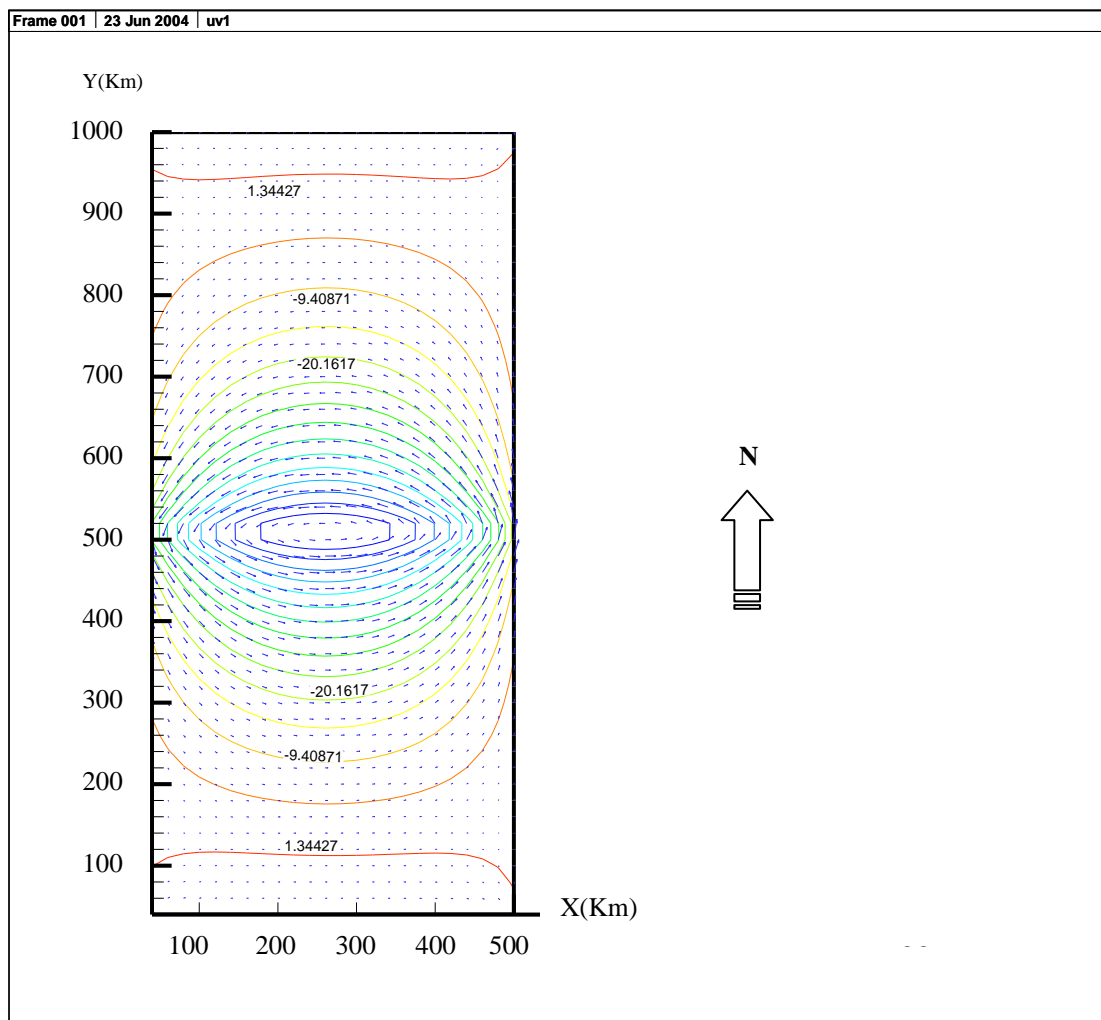


شکل (۴-۸) شمای سه بعدی حوزه در آزمایش سوم با توجه به نوع الگوی باد

۴-۴-۲-نتایج محاسبات در آزمایش سوم

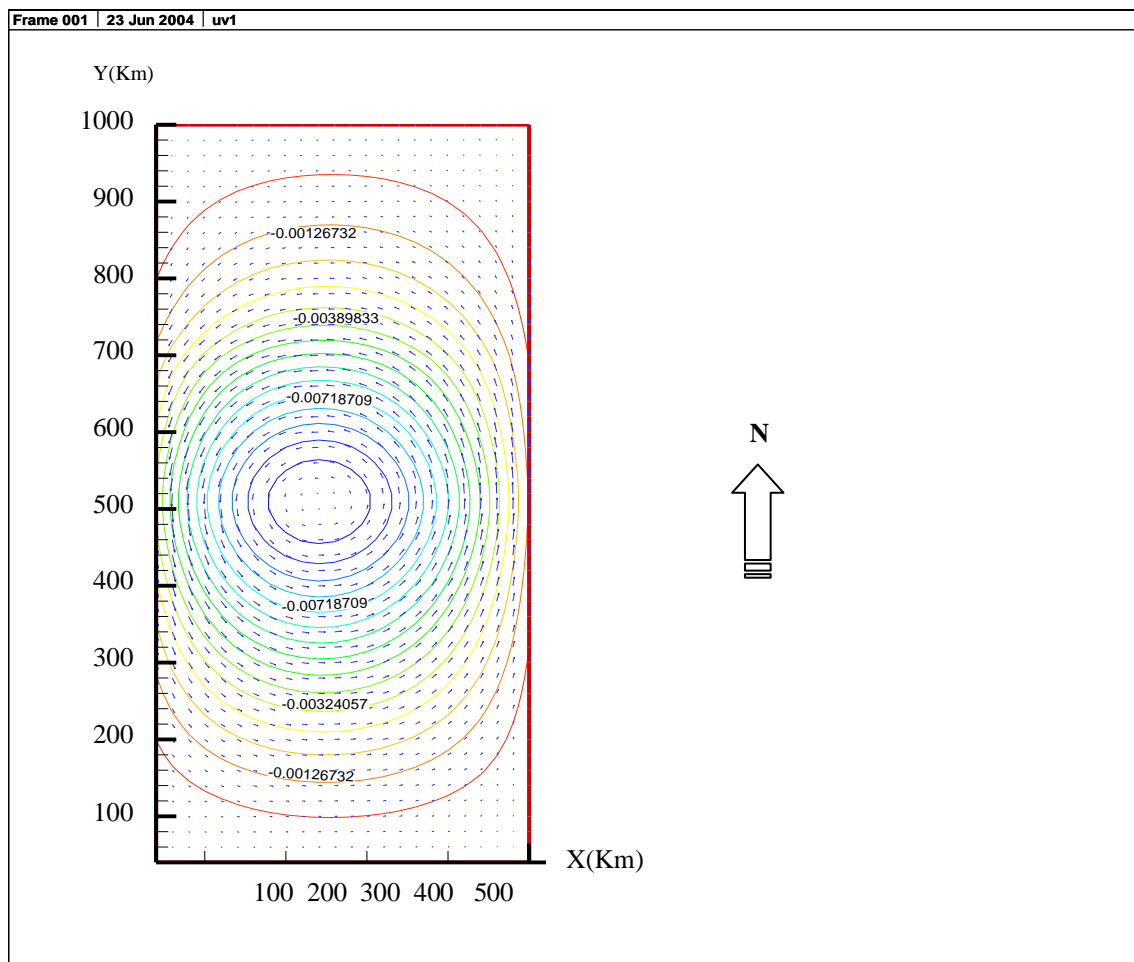
با اجرای برنامه در آزمایش سوم با شرایط اولیه و مرزی پس از بدست آوردن Ψ و u و v اطلاعات ذخیره شده و با استفاده از نرم افزار گرافیکی اشکال زیر ترسیم گردید. شکل‌های (۴-۹) الی (۴-۱۲) نتایج حاصل از آزمایش سوم با شرایط اولیه و مرزی را پس از محاسبات نشان می‌دهند. در مرز میانی به دلیل گرادیان سرعت باد افزایش تاوایی نسبی جریان نسبت به ناحیه شمالی و جنوبی مشاهده می‌شود که بتدریج با فاصله از مرکز، سرعت و تاوایی جریان روند کاهشی را نشان می‌دهند. در انتهای ناحیه شمالی و جنوبی به علت اصطکاک مرز جامد، تاوایی نسبی مثبت که نشان دهنده جریانی در جهت خلاف عقربه‌های ساعت در نیمکره شمالی می‌باشد مشاهده می‌شود.

شمالی و جنوبی به علت اصطکاک مرز جامد، تاوایی نسبی مثبت که نشان دهنده جریانی در خلاف جهت عقربه‌های ساعت در نیمکره شمالی می‌باشد مشاهده می‌شود.



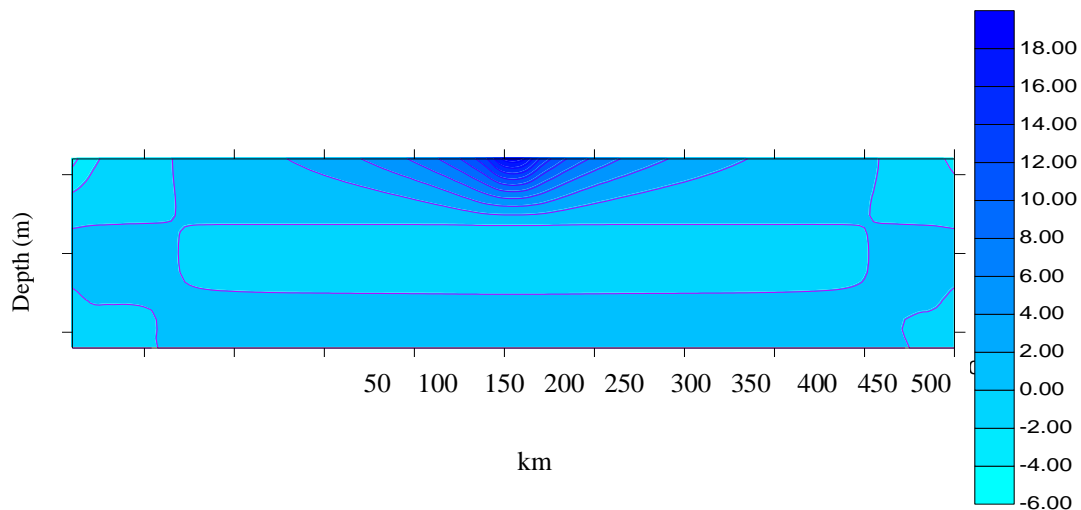
شکل (۹-۴) نمودار سرعت و تابع جریان در آزمایش سوم لایه اول

شکل (۹-۴) نمودار سرعت جریان را در لایه اول نشان می‌دهد. در مرکز به علت اختلاف سرعت بیشتر نسبت به مرزهای پایین و بالا، انحنا و پیچش جریان در مرکز قوی تر می‌باشد. در مرزهای شرقی و غربی نیز به دلیل اختلاف سرعت و همچنین وجود مرز افزایش سرعت بیشتر می‌باشد و گردشی در جهت عقربه‌های ساعت ایجاد شده که هر چقدر از مرکز به سمت شمال و جنوب حرکت می‌کنیم اندازه سرعت کاهش می‌یابد.



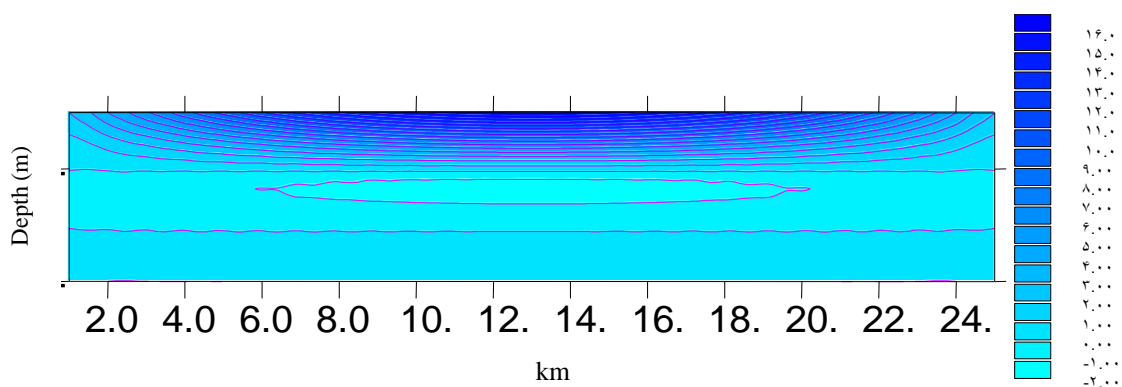
شکل (۴-۱۰) وضعیت تابع جریان و سرعت جریان در آزمایش سوم در لایه سوم در محور طولی

شکل (۴-۱۰) وضعیت تابع جریان (سای) در آزمایش دوم لایه سوم را نشان می‌دهد. باد در دو جهت مخالف هم به طور یکسان در امتداد محور x ها در نظر گرفته شده است. تقارن ایجاد شده از تابع جریان نسبت به محور y ها در شکل کاملاً مشخص است. در مرکز خطوط تابع جریان به هم نزدیک بوده که نشان دهنده افزایش تغییرات سرعت در این نواحی می‌باشد که هر چه از مرکز دورتر می‌شویم بتدریج از میزان فشردگی خطوط توابع جریان کاسته می‌شود. در انتهای ناحیه شمالی و جنوبی به علت وجود مرز جامد اندازه سرعت در مرزها کمتر از ناحیه باز می‌باشد. بنابراین گرادیان سرعت و تاوایی جریان منفی بوده و گردشی در خلاف جهت حرکت عقربه‌های ساعت دیده می‌شود. در ناحیه میانی به علت اختلاف سرعت در دو جهت مخالف هم ناشی از باد، گردشی ساعتگرد ایجاد شده که تأثیر آن حتی در لایه سوم نیز مشاهده می‌شود. مانند لایه اول فشردگی جریان در مرزهای شرقی و غربی دیده می‌شود. در پایین ترین ناحیه جنوبی همانند لایه اول بعلت وجود مرز گردشی در خلاف جهت عقربه‌های ساعت مشاهده می‌شود.



شکل (۴-۱۱) وضعیت تابع جریان بر حسب عمق در محور طولی

شکل (۴-۱۱) نیمرخ عمودی تابع جریان در محور طولی در آزمایش سوم را بر حسب عمق نشان می‌دهد که در مرکز مقدار تابع جریان بیشترین مقدار بوده و با افزایش عمق کاهش می‌یابد. با توجه به مثبت بودن تابع جریان در ناحیه میانی، گردشی یکسان نسبت به ابتدا و انتها که دارای مقادیری منفی است مشاهده می‌شود.



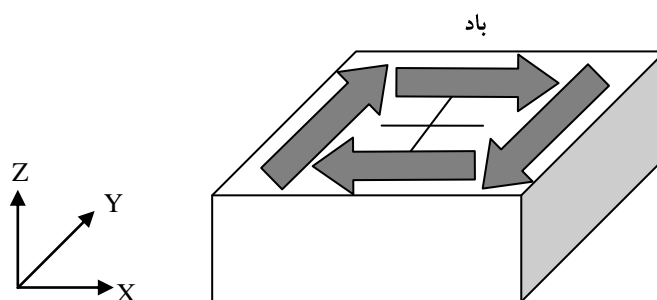
شکل (۴-۱۲) وضعیت تابع جریان بر حسب عمق در محور عرضی

۴-۵-۵-آزمایش چهارم، باد دورانی ساعتگرد

در مرحله چهارم برای کنترل برنامه با اعمال شرایط هندسی و مرزی داده شده مسئله را کنترل می‌کنیم.

۴-۵-۱-شرایط هندسی و مرزی

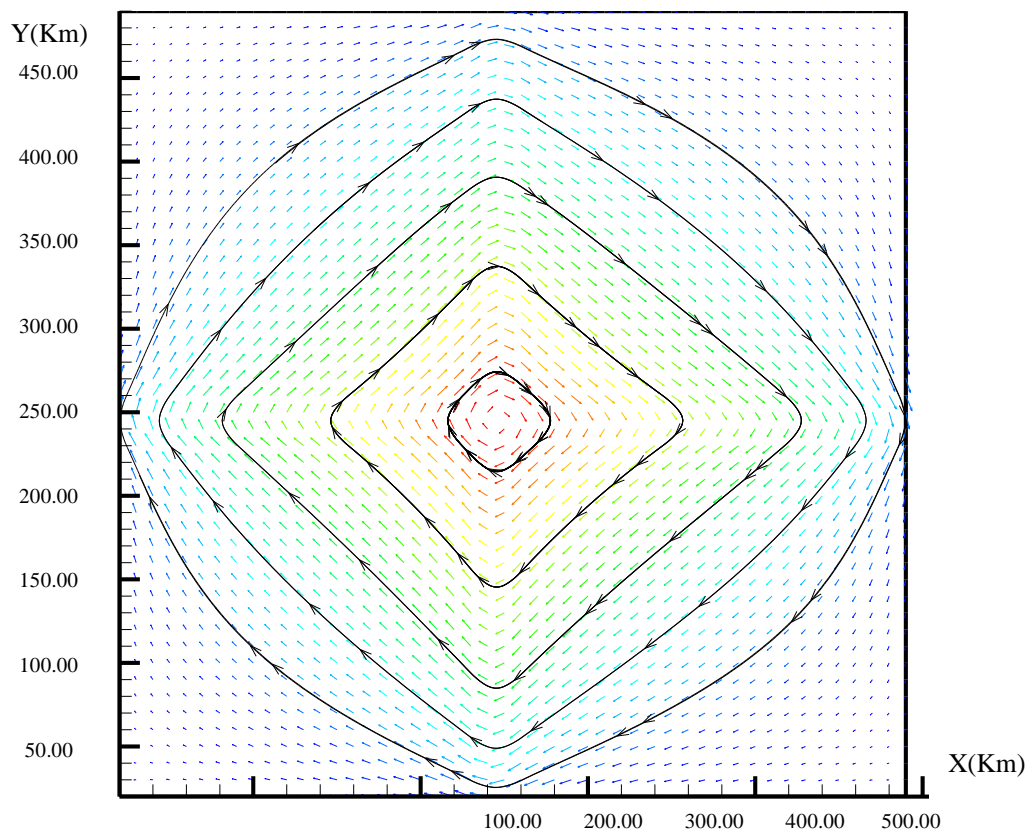
مکعب مستطیلی با شرایط هندسی و مرزی 50×50 کیلومتر با عمق ثابت ۲۵۰ مترانتخاب می‌کنیم که امتداد باد در سطح بطور یکسان در دو امتداد مختلف و در دو جهت مخالف هم در امتداد محور xها و yها با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه مطابق شکل (۴-۱۳) اعمال شده است. تعداد لایه‌ها همانند آزمایشهای قبلی و تعداد کل المانها ۲۰۰۰۰ می‌باشد. تغییرات پارامتر کوریولیس از عرض $3633'$ تا $4207'$ در نظر گرفته شده است.



شکل (۴-۱۳) شمای سه بعدی حوزه در آزمایش چهارم با توجه به الگوی باد

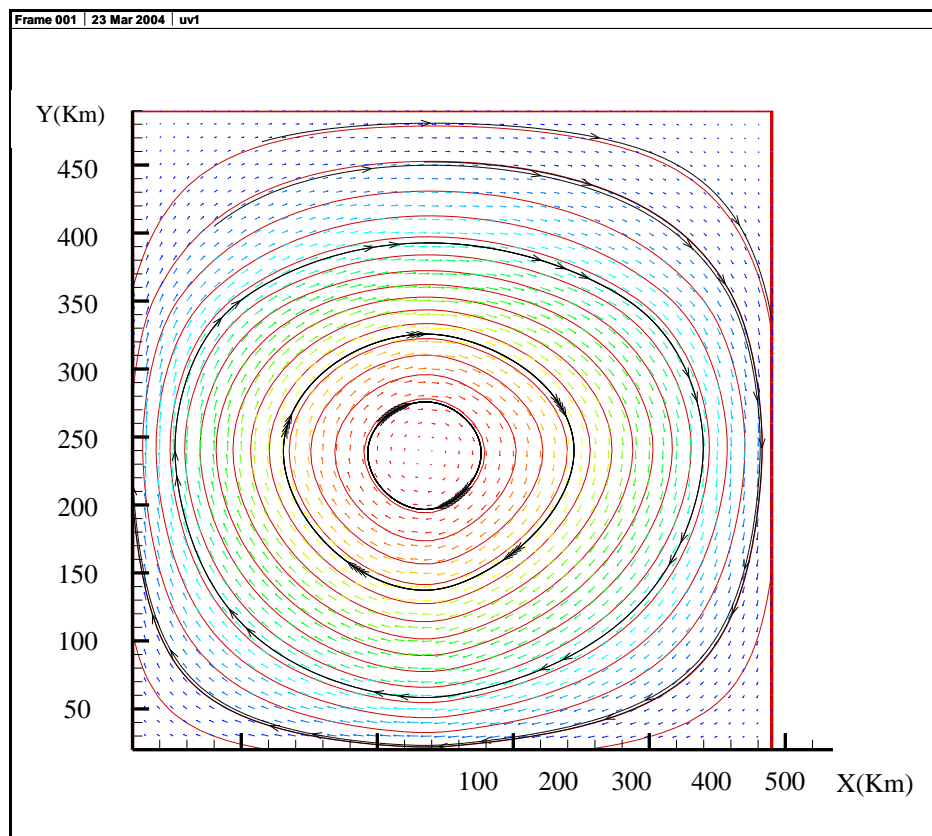
۴-۵-۲-نتایج محاسبات در آزمایش چهارم

با اجرای برنامه در آزمایش چهارم گرادیان سرعت باد در مرزهای میانی بیشتر از آزمایش سوم می‌باشد که این آزمایش می‌تواند صحت و دقت برنامه را بررسی نماید. با اجرای برنامه و اعمال شرایط مرزی درنظر گرفته شده مقادیر تابع جریان و سرعتهای افقی در لایه محاسبه شده و نتایج حاصل از آن در شکلهای (۴-۱۴) تا (۴-۱۶) با استفاده از نرم افزار گرافیکی ترسیم شده است.



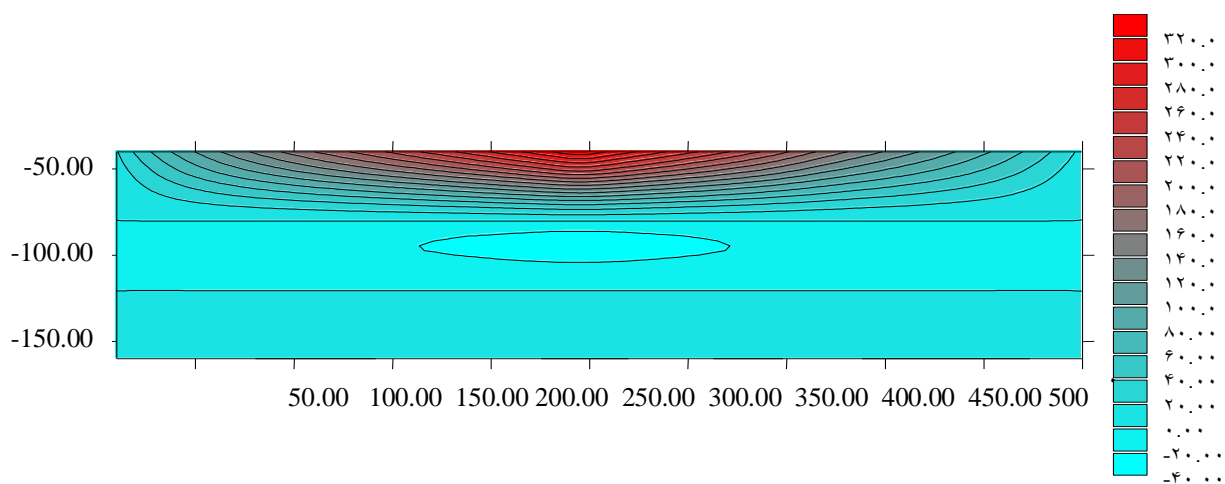
شکل (۴-۱۴) الگوی سرعت جریان در آزمایش چهارم لایه اول

شکل (۴-۱۴) الگوی تابع جریان (سای) در لایه اول برای آزمایش چهارم را نشان می‌دهد. با توجه به موقعیت و جهت باد اعمال شده در لایه سطح آب گردشی در جهت عقربه‌های ساعت ایجاد شده و تقارن آن نسبت به محور x و y کاملاً مشهود می‌باشد. هرچه از مرکز دورتر می‌شویم از فشردگی خطوط توابع جریان کاسته می‌شود.



شکل (۴-۱۵) نحوه توزیع جریان در آزمایش چهارم لایه سوم

بعلت وجود اثر باد که بطور ثابت در تمامی حوزه به صورت چرخشی در جهت عقربه‌های ساعت ایجاد شده، گردشی در جهت عقربه‌های ساعت بوجود آمده که در لایه سوم منحنی‌های توابع جریان تقریباً دایره ای شکل می‌باشند. در گوشه‌هایی که از دو طرف با مرز در ارتباط هستند اندازه سرعت نسبت به مرکز کمتر دیده می‌شود.



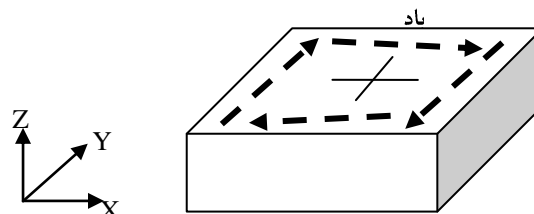
شکل (۴-۱۶) وضعیت تابع جریان بر حسب عمق در محور طولی

۶-۴- آزمایش پنجم بررسی اثر فشردگی جریان در مرزهای غربی

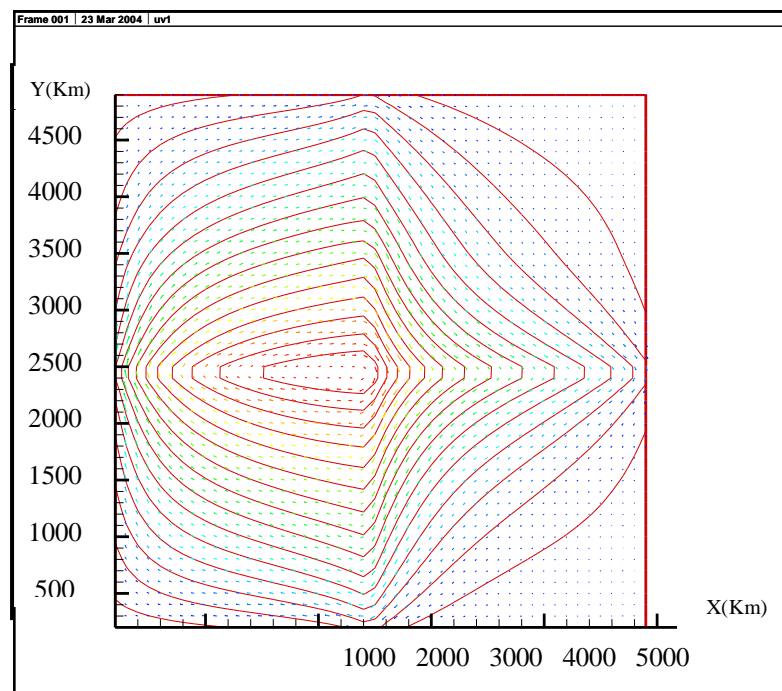
در مرحله پنجم برای کنترل برنامه و همچنین بررسی فشردگی جریان در مرزهای غربی همانند روش استومل در گلف استریم جهت بررسی اصل بقای تاوایی شرایط مرزی جدیدی با فرض ابعادی ۱۰ برابر ابعاد آزمایش چهارم در نظر می‌گیریم تا تأثیر پارامتر کوریولیس در محاسبات بیشتر مشهود باشد و بتوانیم اثر فشردگی جریان در مرزهای غربی را نشان دهیم [۳۳، ۳۴].

۶-۴-۱- شرایط هندسی و مرزی

مکعب مستطیلی با شرایط هندسی و مرزی 5000×5000 کیلومتر با عمق ثابت ۸۰۰ متر انتخاب می‌کنیم که جهت باد در سطح بطور یکسان در دو جهت مخالف هم در امتداد محور X ها و با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه در نظر گرفته شده است.



شکل (۶-۱۷) شمای سه بعدی در آزمایش پنجم با توجه به الگوی باد

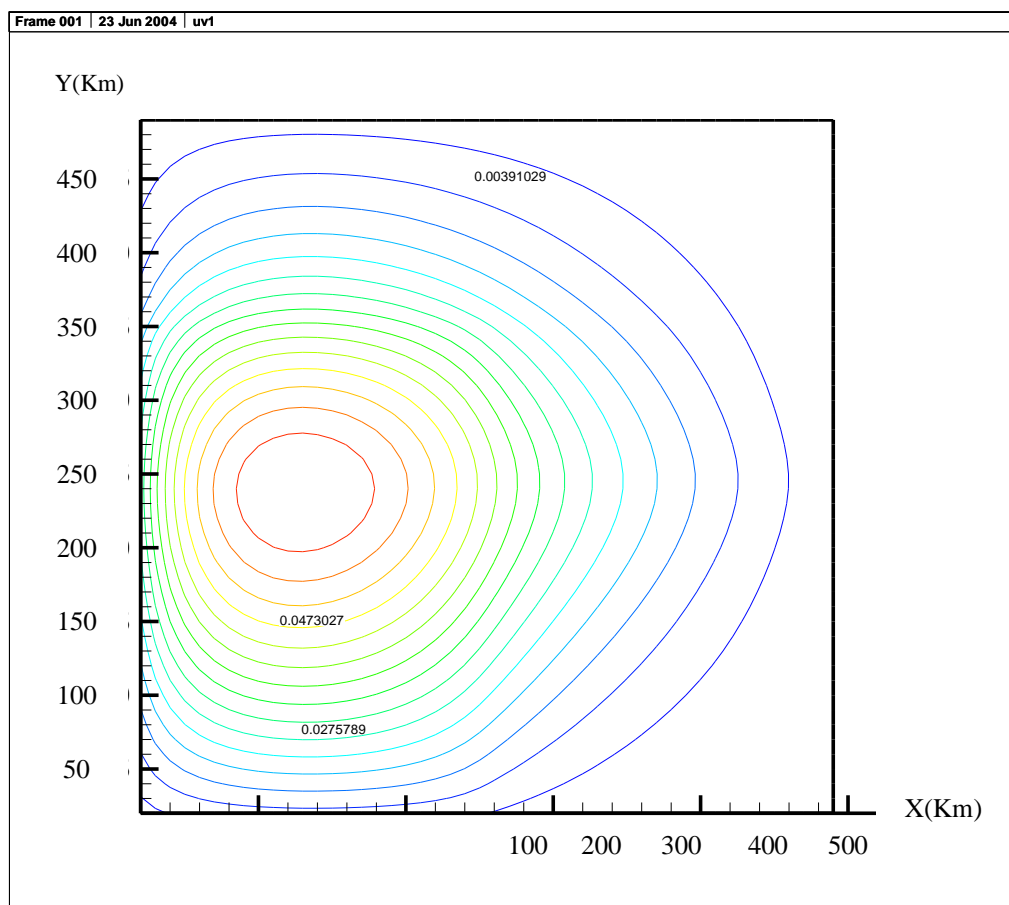


شکل (۶-۱۸) نمودار تابع جریان و سرعت جریان در آزمایش پنجم لایه اول

شکل (۴-۱۸) نمودار تابع جریان و سرعت جریان در آزمایش پنجم لایه اول را نشان می‌دهد، ابعاد داده شده ۱۰ برابر آزمایش چهارم می‌باشد تا اثر پارامتر کوریولیس بیشتر محسوس شود. با توجه به اصل بقای تاوایی در مرزهای شرقی هرچه به سمت بالا حرکت می‌کنیم پارامتر کوریولیس افزایش و در نتیجه تاوایی جریان کم می‌شود. از آنجائیکه تاوایی منفی جهت عقربه‌های ساعت می‌باشد و با جهت باد در ناحیه غربی یکسان بوده در اینصورت فشردگی جریان در مرزهای غربی باید بیشتر باشد تا حاصل این نیروها با هم برابر شود.

$$\xi + f = Cte \text{ باد} = \xi + \text{Shear} \rightarrow$$

حلقه جریانی در جهت عقربه‌های ساعت در شکل دیده می‌شود که بدلیل اصل بقای تاوایی فشردگی جریان در مرزهای غربی نسبت به مرزهای شرقی بیشتر می‌باشد. در مرزهای جانبی به علت وجود مرز از دو ناحیه اندازه سرعت نسبت به ناحیه میانی کمتر دیده می‌شود.



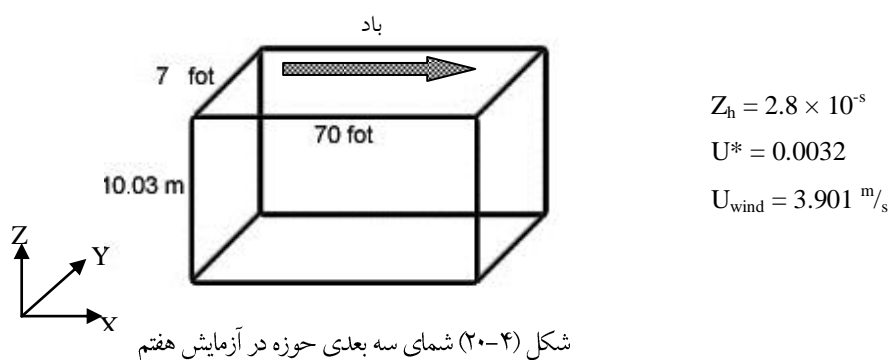
شکل (۴-۱۹) نمودار تابع جریان در آزمایش پنجم لایه سوم

۷-۴ آزمایش هفتم، بکارگیری مدل‌های توربولنسی با لایه کامل برای جریان‌های القایی در یک کانال

مدل در چند آزمایش ارائه شده مورد ارزیابی قرار گرفت و نتایج حاصل از آزمایش‌ها نشان می‌داد که از نظر کیفی قابل قبول است. جهت بررسی مدل از نظر کمی در آزمایش هفتم مقایسه‌ای بین مدل توربولنسی در یک کانال مستطیل شکل ایده‌آل را بررسی نموده تا وضعیت مدل از نظر کمی نیز مورد ارزیابی قرار گیرد.

۱-۷-۴ شرایط هندسی و مرزی

مکعب مستطیلی با شکل ایده‌آل که دو طرف آن بسته شده با عمق ثابت 0.3048 m متر در ابعاد $7 \times 7\text{ fot}$ در نظر گرفته شده که باد با سرعت ثابت 3.901 m/s در جهت محور (x) بر روی سطح آب اعمال شده است. شبکه سلولی انتخاب شده در سطح $7 \times 7\text{ fot}$ و در جهت قائم ستون آب ۱۰ لایه انتخاب که اولین لایه دارای ضخامت 3.8 mm و فاصله زمانی در این آزمایش 0.3 ثانیه در نظر گرفته شده است. پارامتر کورلیس در محاسبات در نظر گرفته نشده است و مقادیر ویژه Z_{th} برای جریان‌ات اغتشاشی به ترتیب 0.0022 و 0.0014 است. شکل (۴-۲۰) شرایط هندسی و مرزی در آزمایش هفتم را نشان می‌دهد.

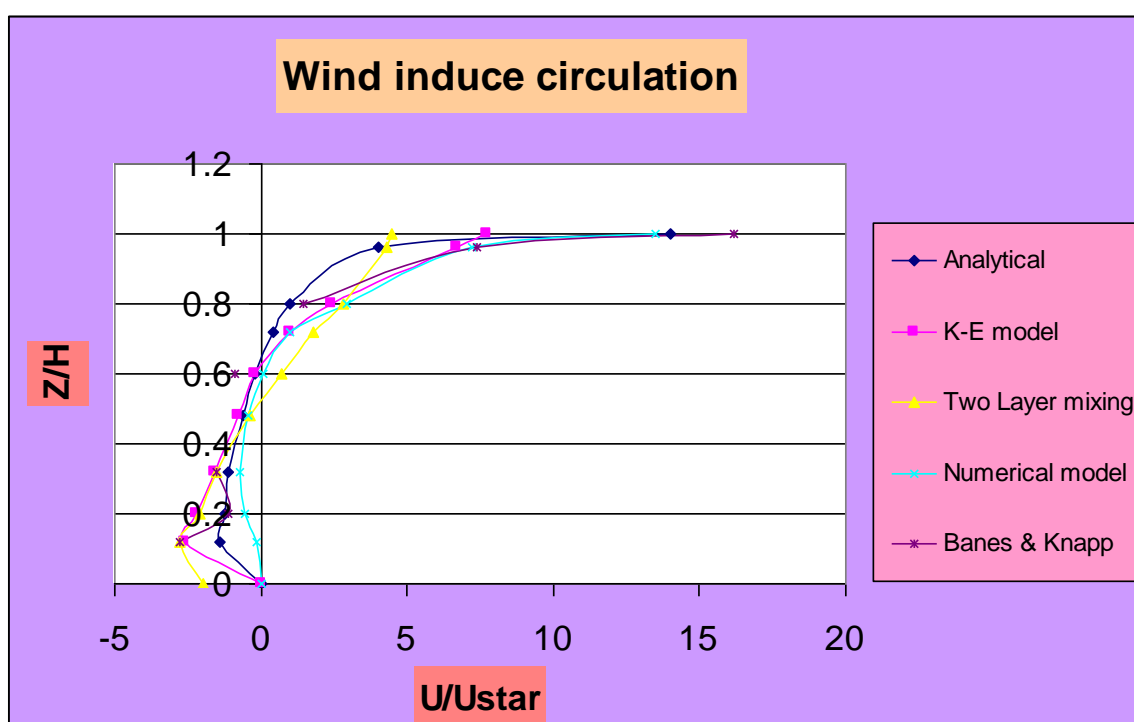


۲-۷-۴ نتایج محاسبات آزمایش هفتم

با مفروضات ارائه شده در مدل سه بعدی با طول ترکیبی دو لایه و اغتشاشی $K-\epsilon$ لایه کامل، نتایج حاصل از حل عددی مدل با جواب‌های تحلیلی در شکل (۴-۲۰) مشخص شده است.

باد با سرعت ثابت روی سطح ایجاد شده که باعث یک جریان جابجایی در راستای باد شده که به تدریج با افزایش عمق سرعت نیز کاهش یافته است. یک جریان برگشتی تحتانی در خلاف جهت باد در کف مشاهده می‌شود که ناشی از اصطکاک بستر می‌باشد که در مدل‌های اغتشاش و تحلیلی به وضوح مشخص است و یک توزیع سهموی نسبت به عمق کانال مشاهده می‌شود [۲۰].

شکل (۴-۲۱) مقایسه‌ای از حل عددی مدل ارائه شده با مدل توربولنسی و تحلیلی را نشان می‌دهد که در محل ($j=4$ ، $i=35$) است و تا حدود قابل توجهی از نظر کمی مدل را مورد ارزیابی قرار می‌دهد. سرعت عمق متوسط به سمت صفر میل می‌کند و در قسمت تحتانی سرعت برابر صفر است. نتایج حاصل از عددی مدل ارائه شده نشان می‌دهد که با افزایش عمق، سرعت کاهش یافته و در ناحیه میانی به سمت صفر میل می‌کند و جریان برگشتی تحتانی نیز در کف مشاهده می‌شود. با توجه به اینکه مدل ارائه شده به شکل تربولنسی (آشفته) ارائه نشده است، نتایج فوق تا حد قابل توجهی رضایت‌بخش می‌باشد.



شکل (۴-۲۱) مقایسه بین نمودار توربولنسی، تحلیلی و مدل عددی ارائه شده ($j=4$ ، $i=35$)

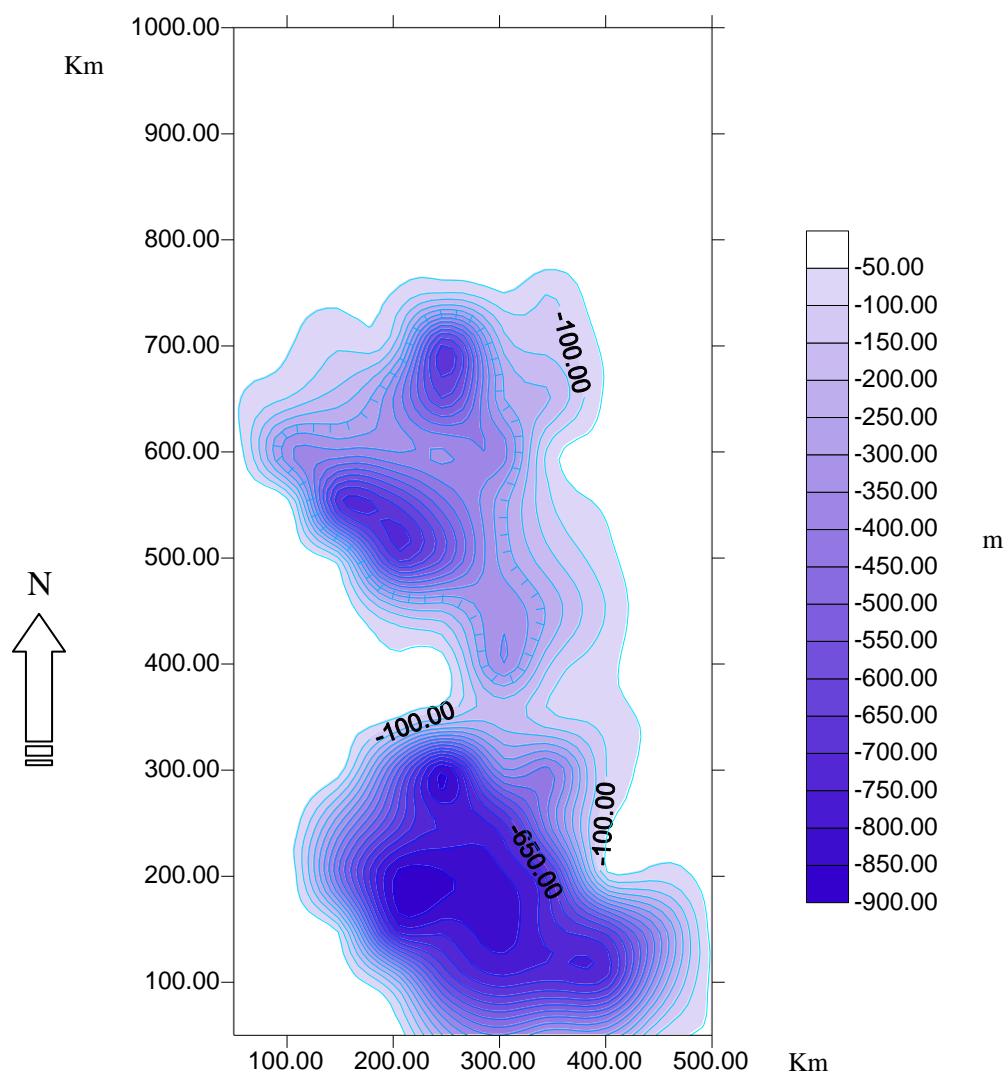
فصل پنجم

نتایج مدل سه بعدی جریان آب در دریای خزر و
بررسی امواج کلوین

در فصل حاضر مدل سازی سه بعدی جریان در دریای خزر ارائه شده است. مشخصات عمومی و خلاصه اطلاعات مورد نیاز در مورد مدل سازی دریای خزر در فصل دوم و سوم ارائه گردیده است. جهت به دست آوردن یک مدل عددی برای پیش بینی گردش آب بصورت سه بعدی ناشی از وزش باد با میدان متغیر داشتن اطلاعات سمت و سرعت باد در زمانهای متفاوت در کل حوزه، اطلاعات هیدروگرافی کف دریا و اطلاعات دما و شوری در سطح و عمق حائز اهمیت است. همانطور که در فصل سوم توضیح داده شد اطلاعات باد ساحلی به روش SPM به باد دور از ساحل تبدیل و با استفاده از GIS در ابعاد شبکه 10×10 کیلومتر درون یابی شد. شکل (۱-۵) و (۲-۵) هیدروگرافی دریای خزر در حالت دو بعدی و سه بعدی با استفاده از روش درون یابی نشان می دهد. از اطلاعات دما و شوری که در گشت دریایی کشتی تحقیقاتی حاج علی اف متعلق به سازمان هیدرولوژی کشور آذربایجان که در یک کار تحقیقاتی مشترک با سازمان انرژی اتمی ایران در شهرپور سال ۱۳۷۴ و ۱۳۷۵ در نوار طولی دریای خزر حاصل از ۱۳ ایستگاه اندازه گیری بدست آمده بود، استفاده شده است. الگوی توزیع میدان باد در روز ۱۵ شهریور در ساعات ۶، ۱۲ و ۱۸ در شکلهای (۳-۵)، (۴-۵) و (۵-۵) ترسیم شده است. با استفاده از معادله تاوایی (۲۰-۳) و اعمال شرایط مرزی در محدوده زمانی $\Delta t = 3600$ ثانیه در زمانهای (۰ تا ۶)، (۶ تا ۱۲) و (۱۲ تا ۱۸) در روز ۱۵ شهریور سال ۱۳۷۴، تابع جریان محاسبه و سرعتهای عمودی با استفاده از معادله پیوستگی در لایه ها و زمانهای ذکر شده محاسبه شد.

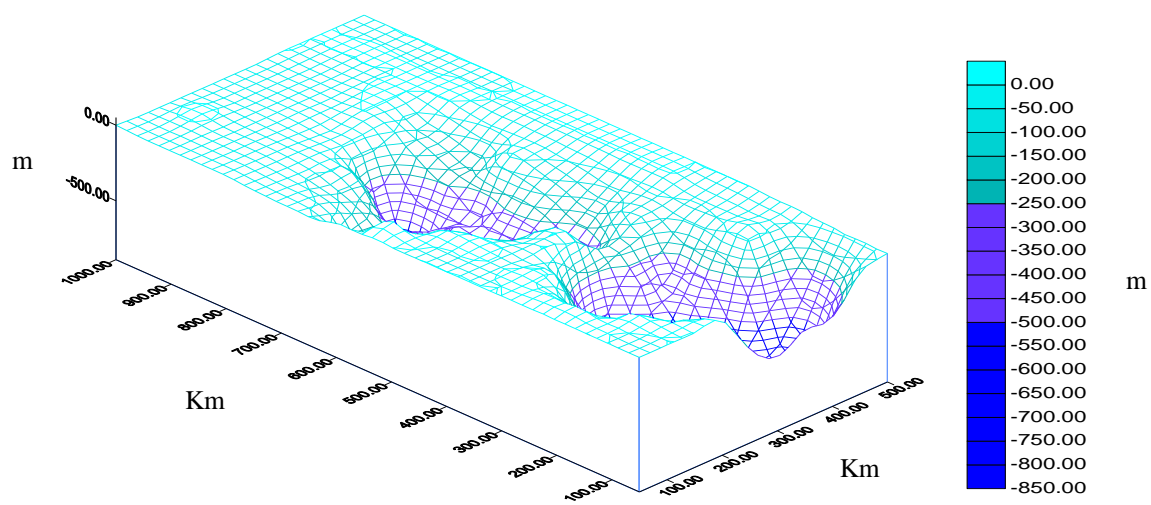
۲-۵- نتایج حاصل از حل عددی مسئله گردش

پس از انجام ۶ آزمایش صورت گرفته با شرایط مرزی و با الگوی میدان باد متفاوت که در فصل چهارم بررسی شد، نتایج حاصله نشان می دهد که برنامه کامپیوتری از دقت کافی برخوردار است. بنابراین می توان با اطمینان بیشتری برنامه کامپیوتری را به شکل کاربردی برای دریای خزر انجام داد و این برنامه نتایج پیش بینی گردش آب را به صورت سه بعدی ناشی از وزش باد با میدان متغیر ارائه می دهد. کانتورهای هم عمق، میدان های باد تغییر در ساعت ۶، ۱۲ و ۱۸ و نحوه توزیع تغییرات سرعت در سطح، لایه های میانی و تحتانی و برشهای طولی و عرضی با استفاده از نرم افزارهای کامپیوتری GIS، Tecplot و Surfer ترسیم و ارائه شده است.

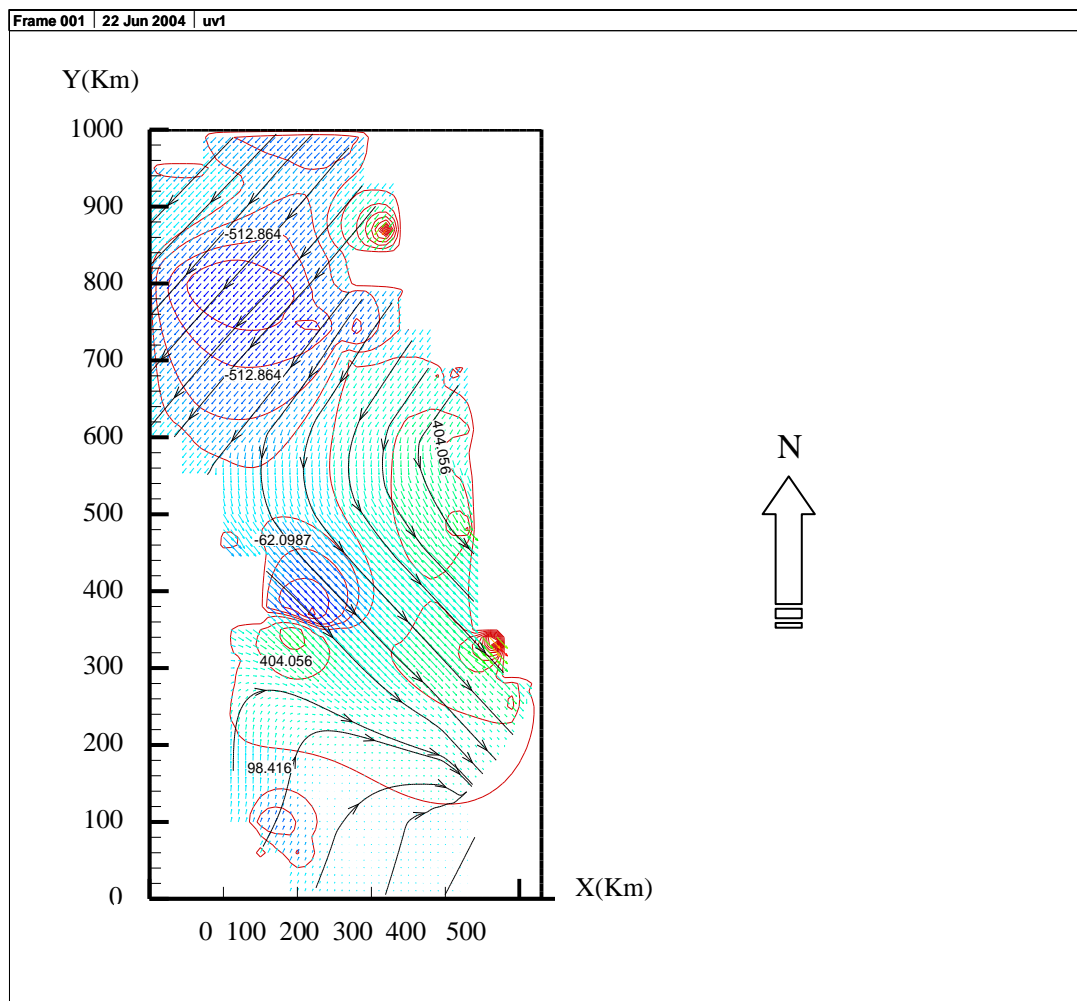


شکل (۵-۱) هیدروگرافی دریای خزر در حالت دو بعدی

کانتورهای هم عمق در دریای خزر با استفاده از نقشه آبکاری دریای خزر به روش درون یابی (۱۰×۱۰) کیلومتر



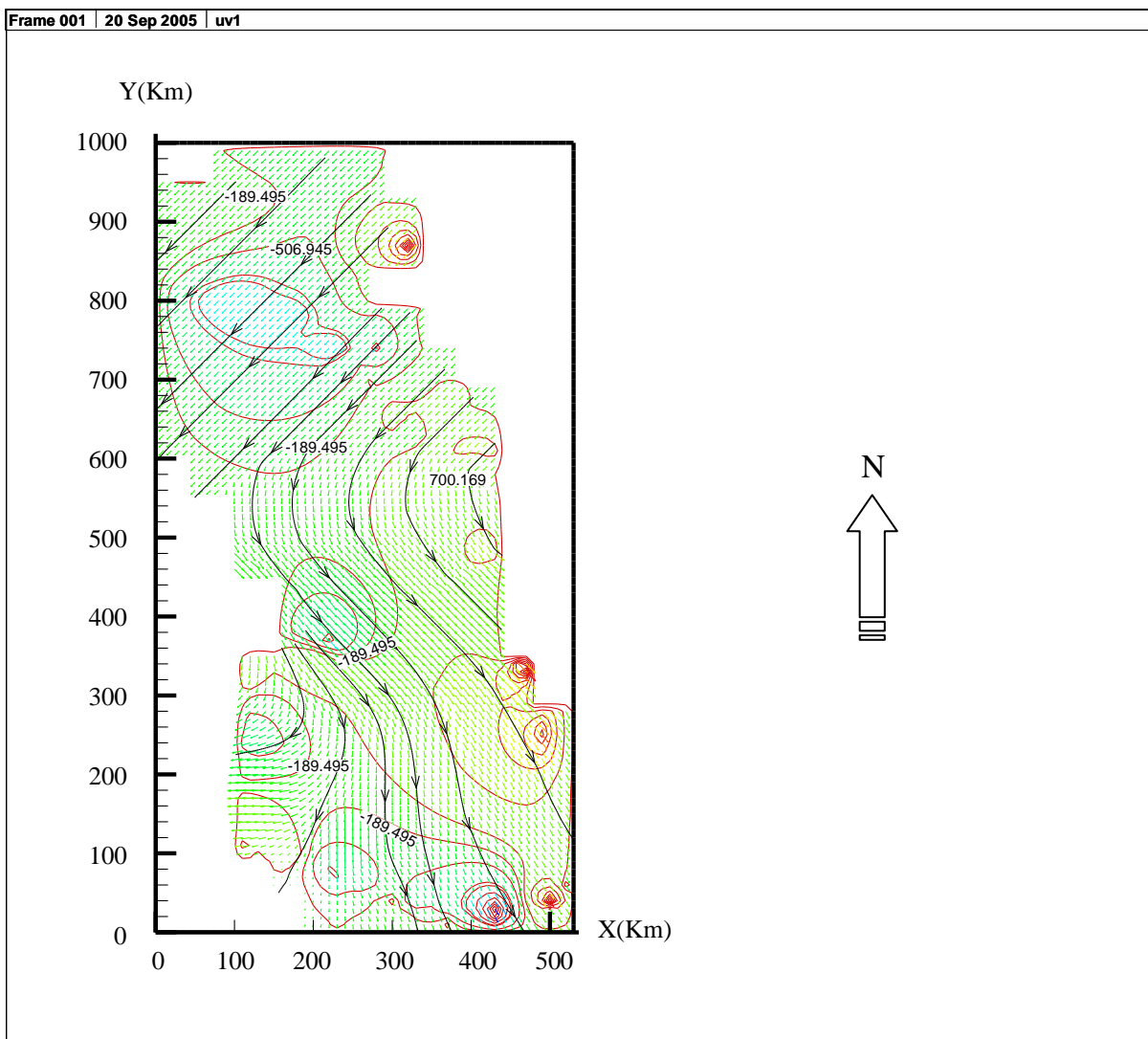
شکل (۵-۲) هیدروگرافی دریای خزر در



شکل (۳-۵) الگوی توزیع میدان باد (بصورت ثابت) در روز ۱۵ شهریور ساعت ۶

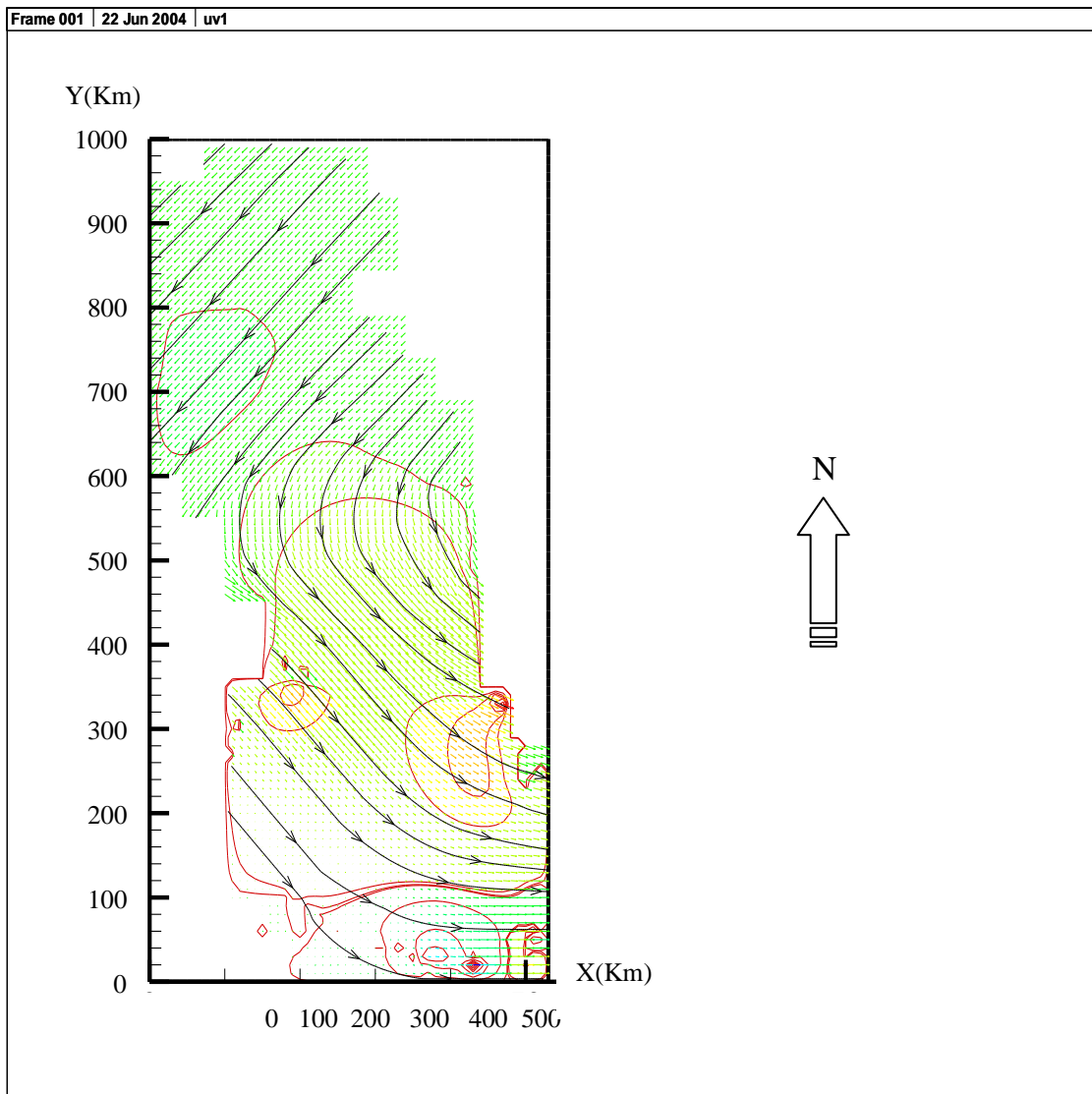
شکل (۳-۵) الگوی توزیع میدان باد در سطح دریای خزر را نشان می‌دهد. این الگو با توجه به اطلاعات ایستگاههای هواشناسی همدیده ای حاشیه دریای خزر و تبدیل آن به باد دور ساحل و درون یابی شبکه به ابعاد 10×10 کیلومتر ترسیم شده است.

در سه ناحیه شمالی، میانی و جنوبی حوزه، جهت و سرعت باد متغیر می‌باشد. در ناحیه شمالی جهت باد تقریباً شمال شرقی ولی با اندازه‌های متفاوت است. در ناحیه مرکزی باد غالباً شمالی و شمال غربی می‌باشد و اندازه سرعت‌ها در این ناحیه بیشتر از ناحیه شمالی دیده می‌شود. در ناحیه جنوبی دریای خزر باد غالباً در جهت جنوب شرقی و شرقی است ضمن اینکه در شرقی ترین ناحیه جنوبی سرعت باد در این زمان بسیار کم و یا صفر گزارش شده است.



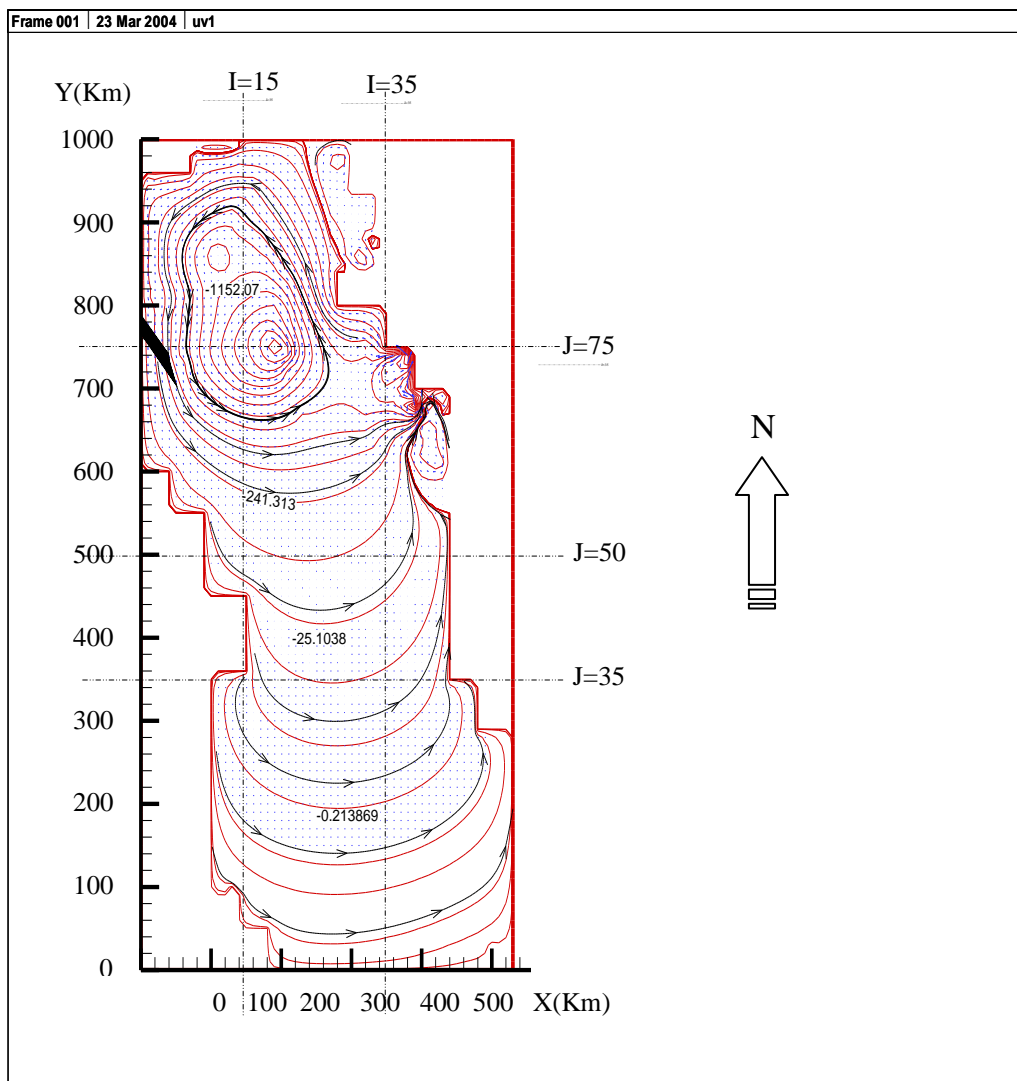
شکل (۵-۴) الگوی میدان باد در روز ۱۵ شهریور ساعت (۶ تا ۱۲) باد بصورت ثابت اعمال شده است.

شکل (۵-۴) الگوی میدان باد در حوزه دریای خزر را نشان می‌دهد. در ناحیه شمالی دریای خزر الگوی باد تقریباً یکسان و جهت باد شمال شرقی می‌باشد. در ناحیه میانی جهت باد تقریباً شمال غربی بوده و اندازه سرعت باد در این ناحیه از ناحیه شمالی و جنوبی بیشتر می‌باشد. در ناحیه جنوبی جهت باد کاملاً متفاوت بوده و دارای سمت و سرعت متفاوت می‌باشد. در غربی‌ترین ناحیه جنوبی حوزه، جهت باد تقریباً شمال شرقی است و در شرق حوزه جنوبی جهت باد تقریباً شمال غربی است. لازم به ذکر است این الگو بر اساس اطلاعات ۱۰ ایستگاه هواشناسی حاشیه دریای خزر و تبدیل این اطلاعات باد به باد دور از ساحل و درون یابی شبکه‌ای به ابعاد 10×10 کیلومتر صورت گرفته است.

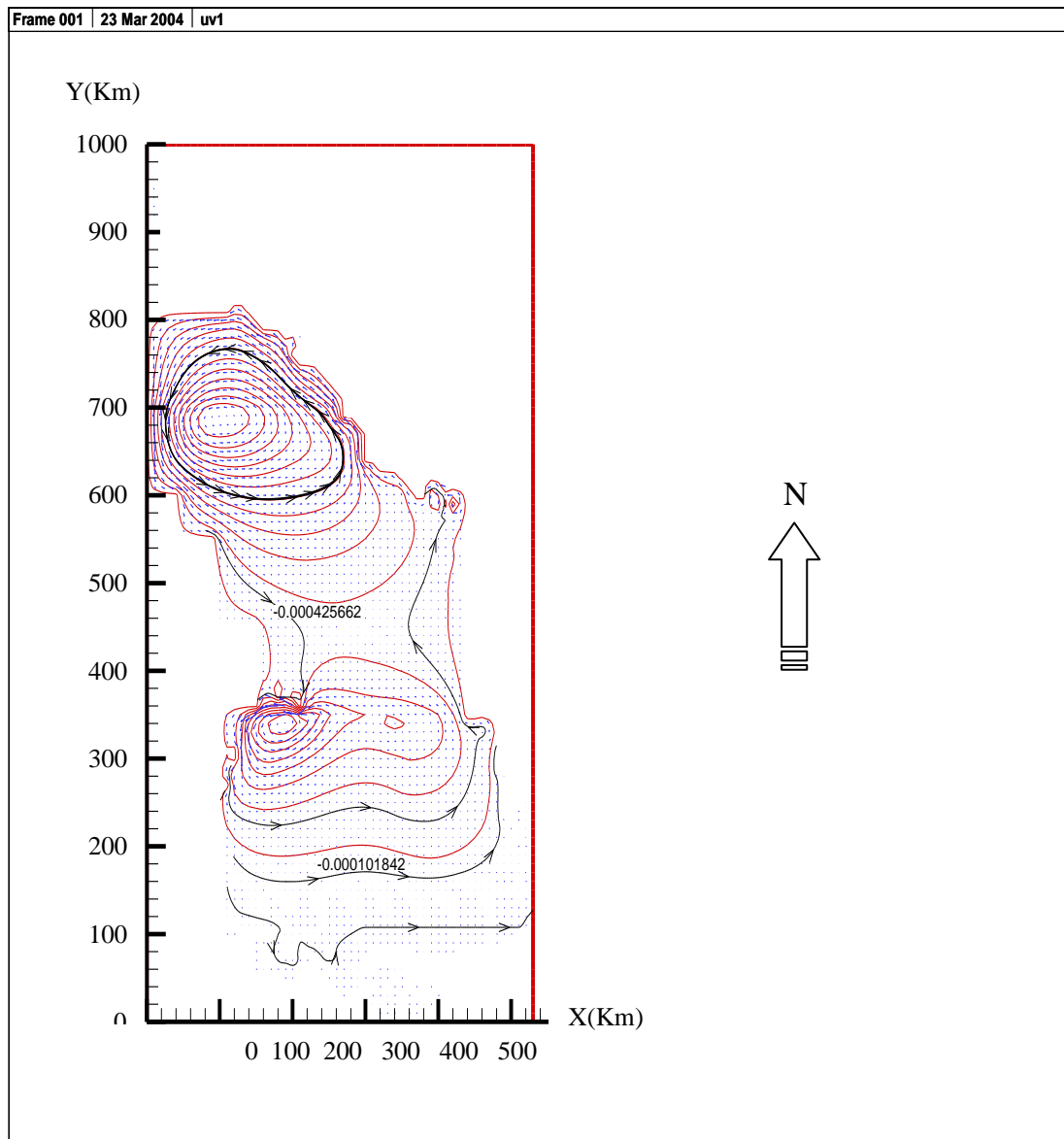


شکل (۵-۵) الگوی میدان باد در روز ۱۵ شهریور ساعت (۱۲ تا ۱۸) باد بصورت ثابت اعمال شده است.

شکل (۵-۵) الگوی میدان باد در حوزه دریای خزر را نشان می‌دهد. در ناحیه شمالی دریای خزر همانند ساعت ۶ تا ۱۲ الگوی باد شمال شرقی است. در ناحیه میانی غالباً باد دارای جهت شمال غربی می‌باشد. در ناحیه جنوبی باد کاملاً متفاوت بوده و دارای سمت و سرعت متغیر می‌باشد. در نواحی شرقی حوزه جنوبی سرعت باد بیشتر از نواحی غربی آن دیده می‌شود. الگو بر اساس اطلاعات هواشناسی حاشیه دریای خزر و تبدیل آن به باد دور از ساحل به روش SPM و میان یابی توسط نرم افزار GIS و استفاده از نرم افزار Tecplot ترسیم شده است.

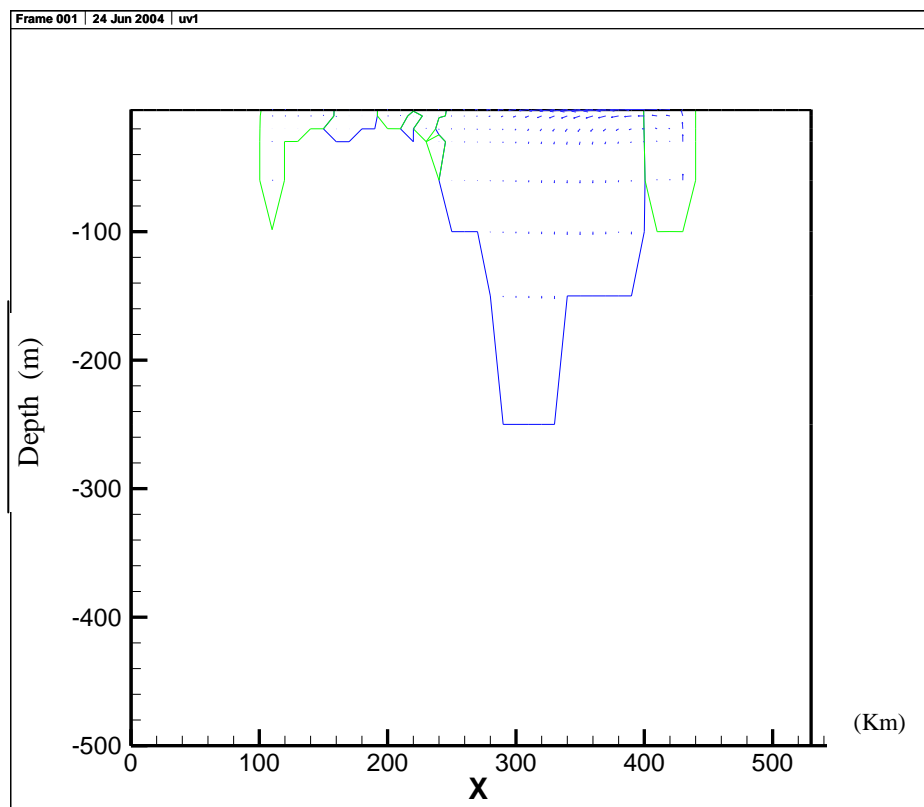


شکل (۵-۶) توزیع تابع جریان و سرعت جریان در سطح دریای خزر در ساعت ۶ حاصل از مدل عددی با توجه به الگوی باد، شکل بالا نمودار توزیع تابع جریان و سرعت جریان در لایه سطحی دریای خزر در ساعت ۶ را نشان می‌دهد. وجود حلقه‌های جریان در حوزه شمالی و میانی کاملاً مشخص است. این حلقه‌های جریان وجود گردش توده آب در جهت خلاف عقربه‌های ساعت را نشان می‌دهد. حلقه جریان در حوزه شمالی کامل شده است زیرا برآمدگی شمال شرقی حوزه میانی سبب گردش آب به سمت چپ شده و با آبهایی که از کناره غربی حوزه شمالی به جنوب حرکت می‌کنند گردش کامل حوزه شمالی و میانی را تشکیل می‌دهند. در کل حوزه اندازه سرعت جریان متغیر می‌باشد. اندازه سرعت در کل حوزه از حدود 0.3 mm/s تا 1 cm/s می‌باشد. ضمن اینکه اندازه سرعت جریان در ناحیه جنوبی نسبت به ناحیه شمالی و مرکزی کمتر می‌باشد. در شمالی ترین ناحیه شرقی نیز به علت برآمدگی ناحیه مرزی حلقه جریانی در خلاف جهت حرکت عقربه‌های ساعت مشاهده می‌شود. در شرقی ترین ناحیه شمالی وجود حلقه‌های پاد ساعتگرد نیز ممکن است بدلیل کم بودن عمق در این نواحی و اثر مرز و لبه‌ها باشد.

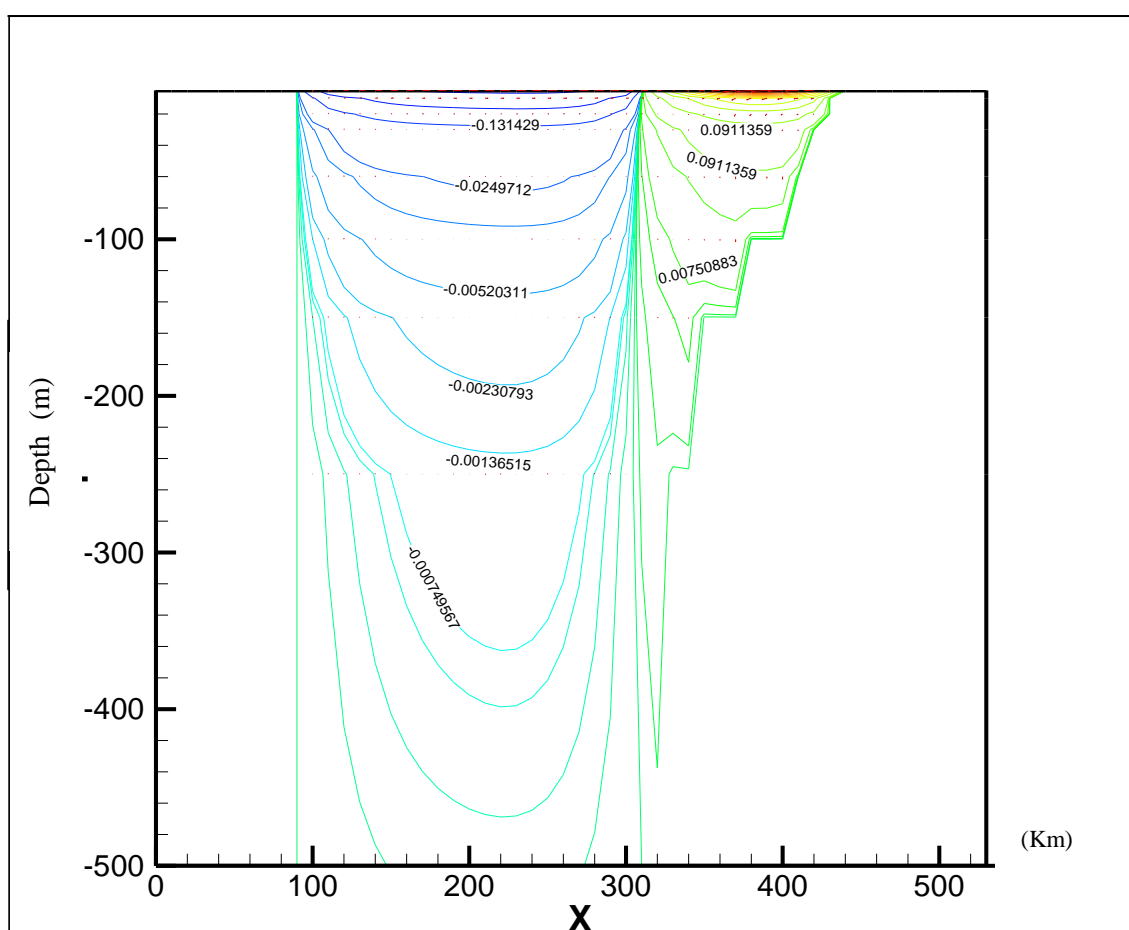


شکل (۷-۵) توزیع تابع جریان و سرعت جریان در لایه چهارم در ساعت ۶ حاصل از مدل عددی

با توجه به اطلاعات باد در ساعات ۶ که بصورت ثابت اعمال شده است الگوی توزیع تابع جریان و سرعت جریان در شکل بالا مشخص می‌باشد. در ناحیه شمالی حوزه دریای خزر به علت کم عمق بودن در این نواحی اندازه جریان به شدت کم و یا صفر می‌شود. وجود حلقه‌های جریان در حد میانی ناحیه شمالی و مرکزی در لایه چهارم مشاهده می‌شود. یک جداشدگی جریان (واگرایی) در ناحیه شمالی و مرکزی هنگامیکه توده آبی که از حوزه شمالی به مرکزی نفوذ می‌کند بر اثر وجود پشته در این ناحیه نمایان است. در ضلع غربی حوزه شمالی، آب دارای حرکتی به طرف جنوب بوده و گردشی پاد ساعتگرد را ایجاد می‌کند.



شکل (۵-۸) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور عرضی $z=35$ Km در ساعت ۶ پیش بینی شده

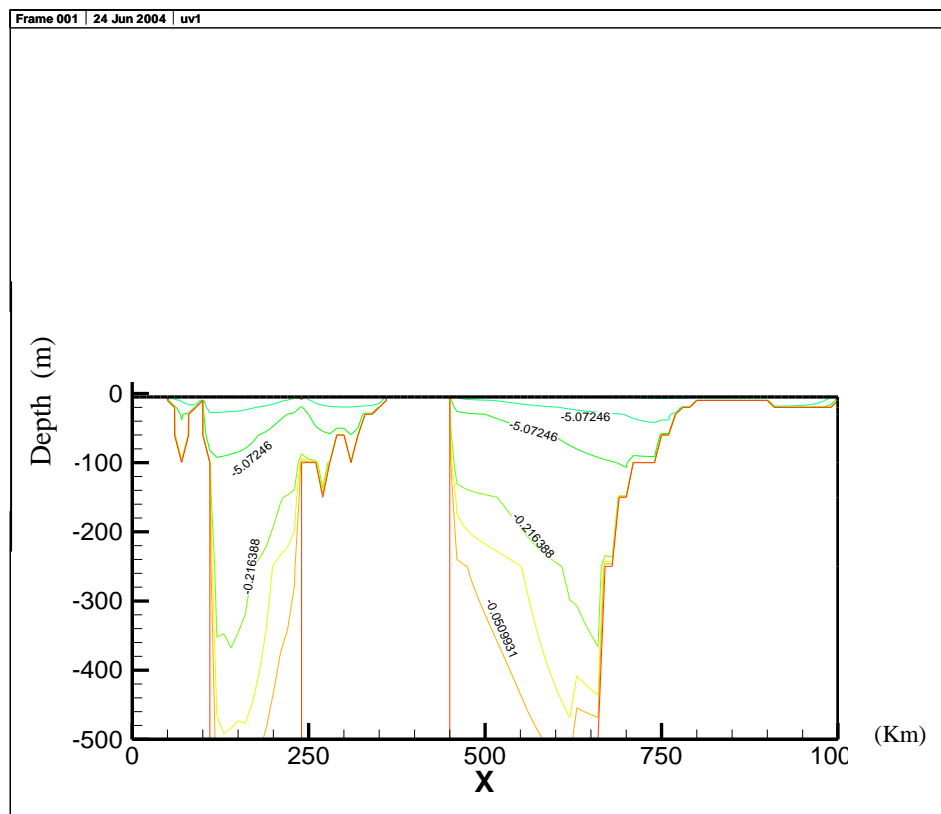


شکل (۵-۹) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور عرضی $z=50$ Km در ساعت ۶ پیش بینی شده

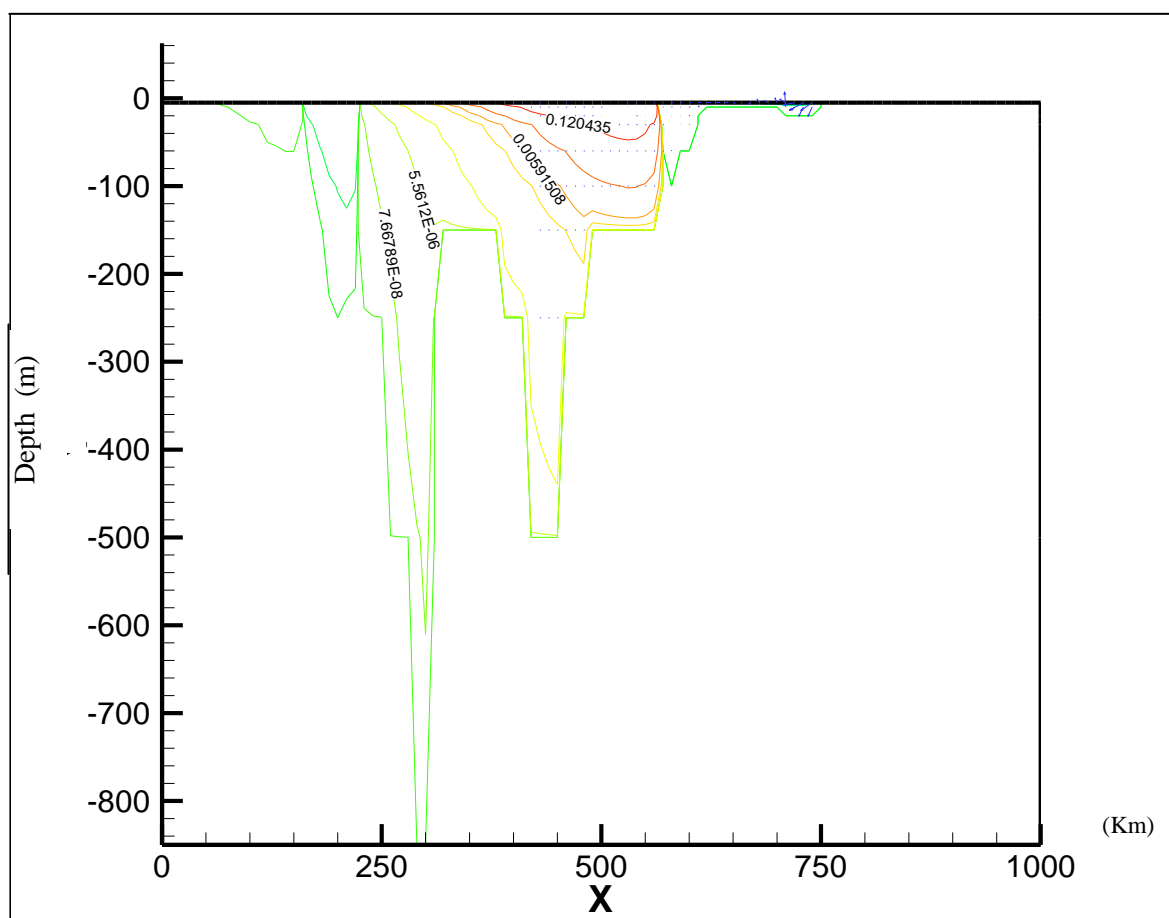
شکل‌های (۵-۸)، (۵-۹) نیمرخ‌های تغییرات تابع جریان و سرعت جریان بر حسب عمق در محور عرضی در ساعت ۶ را نشان می‌دهند. شکل (۵-۹) در محدوده ناحیه میانی دریای خزر می‌باشد که با دو چرخه در دو جهت مخالف هم در سرتاسر محور عرضی با توابع جریان مثبت و منفی در شکل مشخص است. سمت راست شکل (۵-۹) شرق حوزه دریای خزر را در ناحیه میانی نشان می‌دهد. خطوط تابع جریان مثبت و با افزایش عمق کاهش یافته که نشان دهنده تقلیل سرعت در ناحیه عمیق است. در این ناحیه حرکت توده آب به سمت پائین بوده و نشست آب را بدنبال دارد. که نشان دهنده dow willing یا convergence در این ناحیه می‌باشد. علت اصلی این امر الگوی میدان باد در ساعات ۰ تا ۶ که تقریباً بادی عمود بر ساحل است، می‌باشد.

در سمت چپ شکل (۵-۹) در محدوده عرض ۱۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر توابع جریان منفی و با افزایش عمق به طور تدریجی سرعت در نواحی عمیق کاسته شده و حرکت رو به بالا نیز مشاهده می‌شود که نشان دهنده up willing یا divergence در این نواحی است. الگوی میدان باد در نواحی غربی حوزه میانی دریای خزر در نزدیکی ساحل تقریباً موازی با ساحل گزارش شده بنابراین آبهای لایه سطحی از ساحل دور شده و حرکت رو به بالا (فرا جهندگی) در این محدوده ایجاد می‌شود. به علت up willing در این منطقه انتظار می‌رود ترموکلاین فصلی تا نزدیک سطح نیز افزایش یابد.

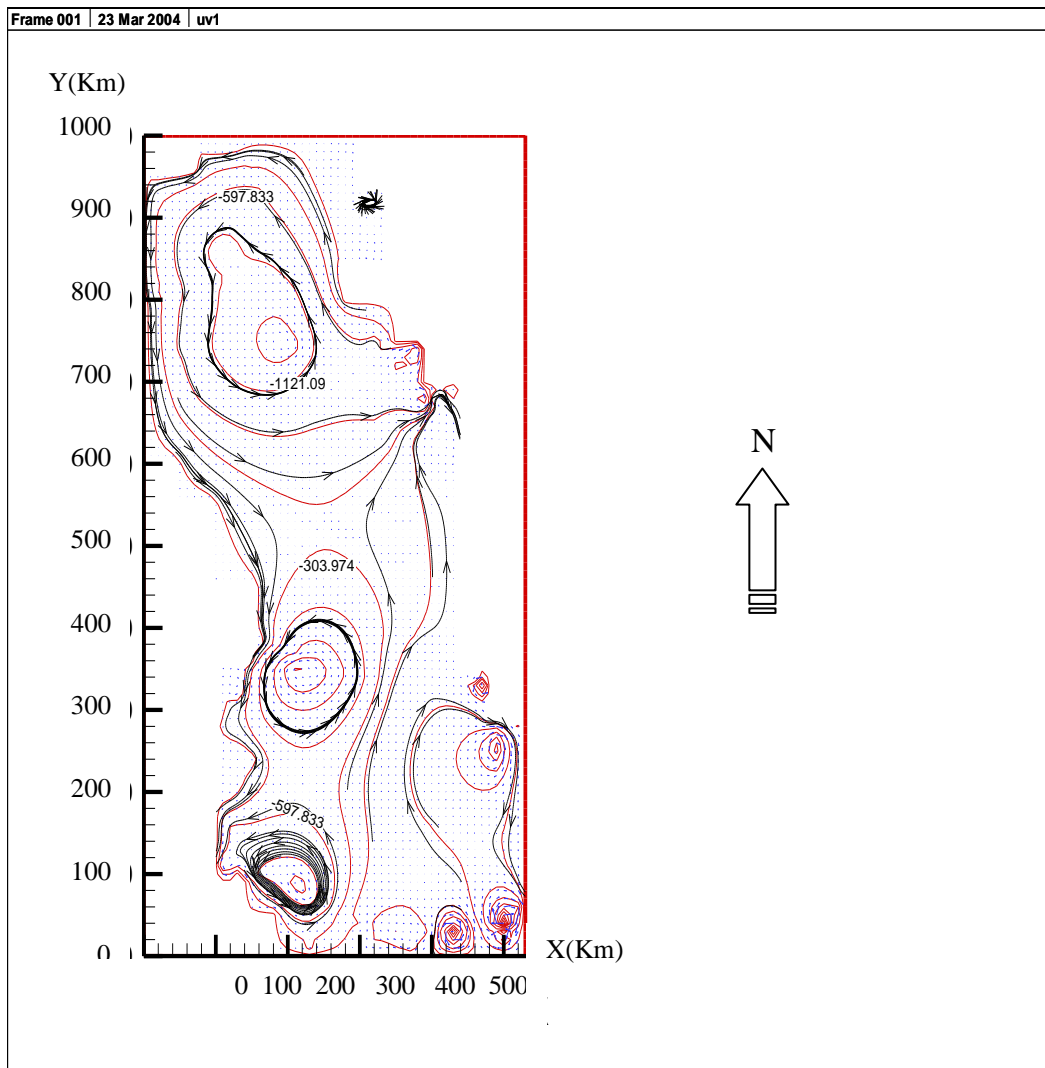
شکل‌های (۵-۱۰) و (۵-۱۱) پروفایل عمودی توزیع تابع جریان بر حسب عمق را در محور طولی $i=15$ و $i=35$ در ساعت ۶ را نشان می‌دهند. خطوط تابع جریان در سرتاسر محور طولی $i=15$ منفی است که با افزایش عمق کاهش می‌یابد. توپوگرافی بستر دریا نیز در توزیع تابع جریان و سرعت جریان نقش مؤثری را دارا می‌باشد.



شکل (۵-۱۰) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور طولی $i=15$ Km در ساعت ۶ پیش بینی شده

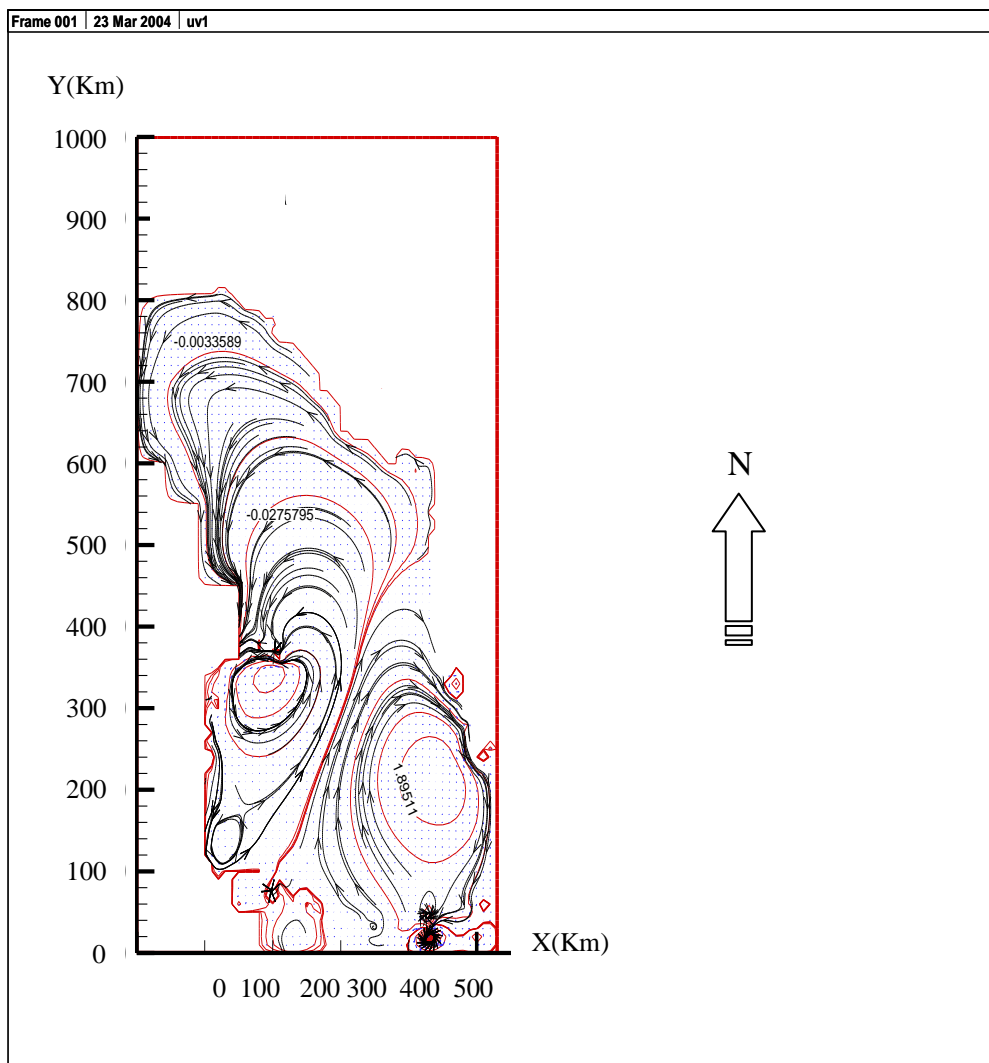


شکل (۵-۱۱) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور طولی $i=35$ Km در ساعت ۶ پیش بینی شده



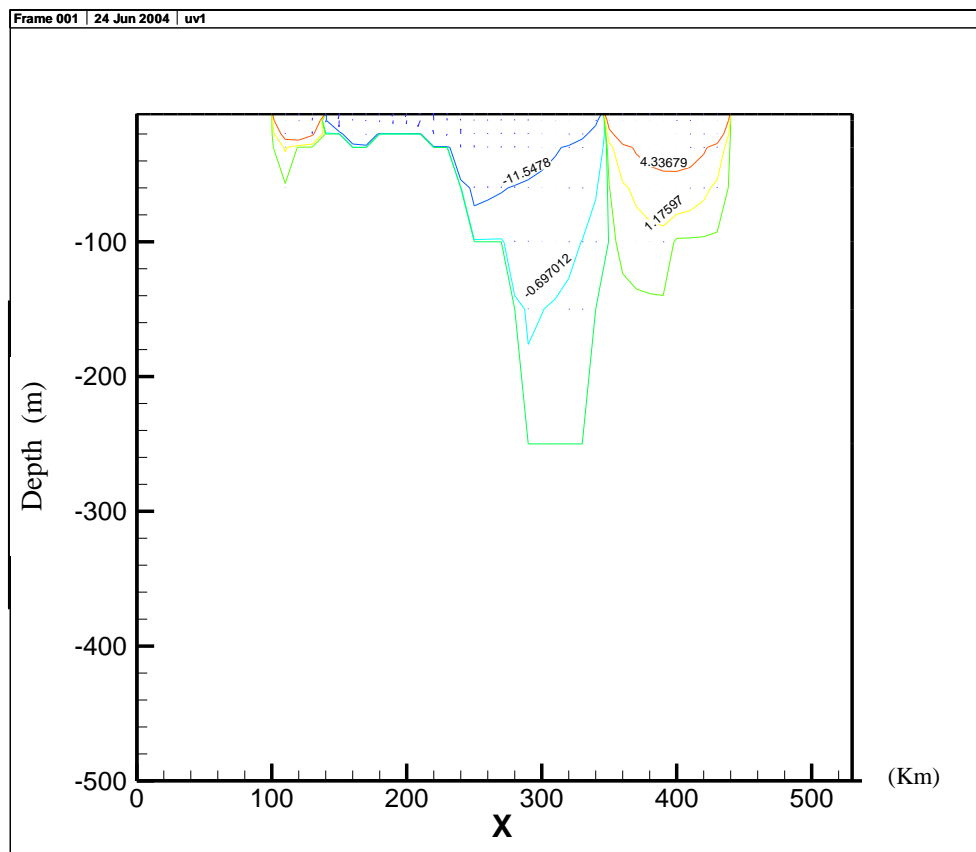
شکل (۵-۱۲) توزیع تابع جریان و سرعت جریان در سطح دریای خزر در ساعت ۱۲ حاصل از حل عددی

وجود حلقه‌های جریان در حوزه‌های شمالی، میانی و جنوبی مشخص است ضمن اینکه یک گردش کلی در جهت خلاف عقربه‌های ساعت در سه ناحیه شمالی، میانی و جنوبی دیده می‌شود. وجود حلقه‌های بسته نیز در هر سه ناحیه مشاهده می‌گردد. سرعت جریان بدست آمده حاصل سرعت جریان در ساعت صفر تا ۶ به اضافه اثر تنش باد در سطح در ساعت ۱۲ می‌باشد. یک جداسدگی از جریان نیز در ناحیه شمالی هنگامیکه آب از غربی‌ترین ناحیه شمالی به مرکز وارد می‌شود مشاهده می‌شود. به علت باریک شدن حوزه میانی جریان هنگام ورود به حوزه جنوبی در قسمت غربی دارای سرعت بیشتری نسبت به شرق این منطقه نسبت به شمال حوزه میانی است زیرا با باریک شدن محل عبور جریان سرعت نیز افزایش می‌یابد که با گزارشات ارائه شده که بیان کننده پایین بودن سرعت در قسمت شرقی نسبت به غربی است مطابقت دارد.

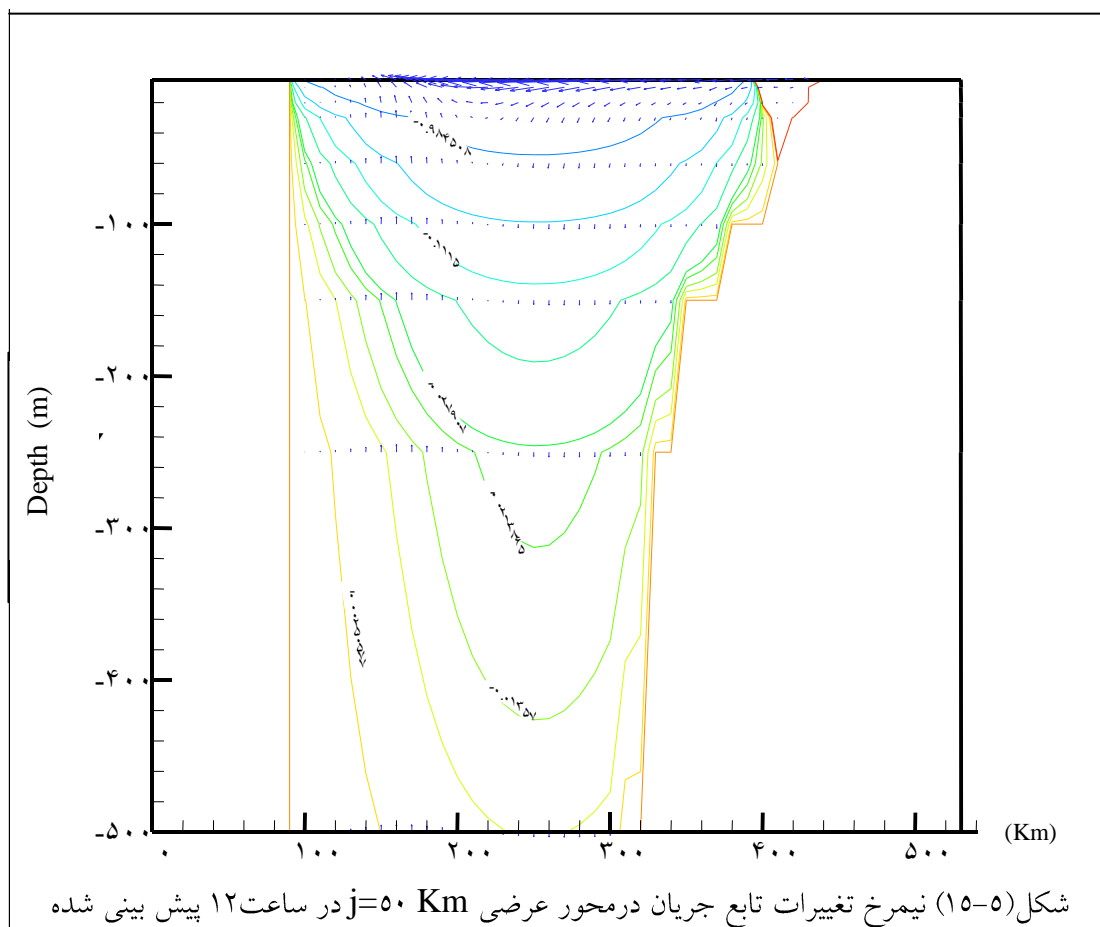


شکل (۵-۱۳) توزیع تابع جریان و سرعت جریان در ساعت ۱۲ در لایه چهارم حاصل از حل عددی

شکل (۵-۱۳) توزیع تابع جریان و سرعت جریان در لایه چهارم در ساعت ۱۲ را نشان می‌دهد. به علت کم عمق بودن ناحیه شمالی دریای خزر اندازه جریان در لایه چهارم نسبت به ناحیه میانی و جنوبی بسیار اندک می‌باشد که می‌تواند ناشی اثر اصطکاک بستر دریا باشد. حلقه جریان در ناحیه مرکزی و جنوبی در خلاف حرکت عقربه‌های ساعت همانند لایه اول مشاهده می‌شود که از نظر اندازه کمتر از لایه سطحی می‌باشد. فشردگی جریان در مرزهای غربی در ناحیه مرکزی به علت باریک شدن ناحیه دریای خزر و نیز به علت برآمدگی ناحیه مرزی مشاهده می‌شود. در شرق ناحیه جنوبی دریای خزر به علت اینکه جهت باد در این ناحیه غالباً شمال غربی می‌باشد جریانی را در سطح ایجاد کرده که بعد از برخورد به مرزهای شرقی و جنوب و برخورد جریان در ناحیه غربی حلقه جریان کاملی را در جهت حرکت عقربه‌های ساعت ایجاد می‌کند که حتی در لایه چهارم نیز مشاهده می‌شود.



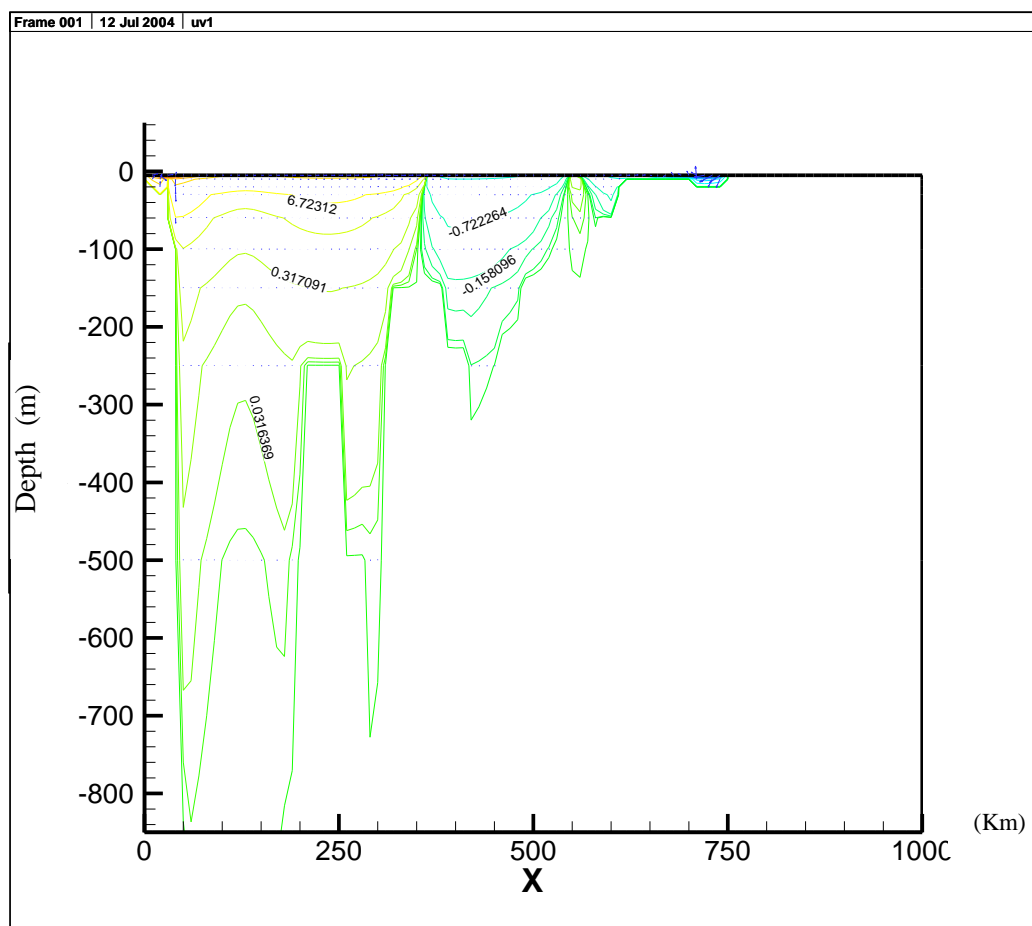
شکل (۵-۱۴) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور عرضی $z=35$ Km در ساعت ۱۲ پیش بینی شده



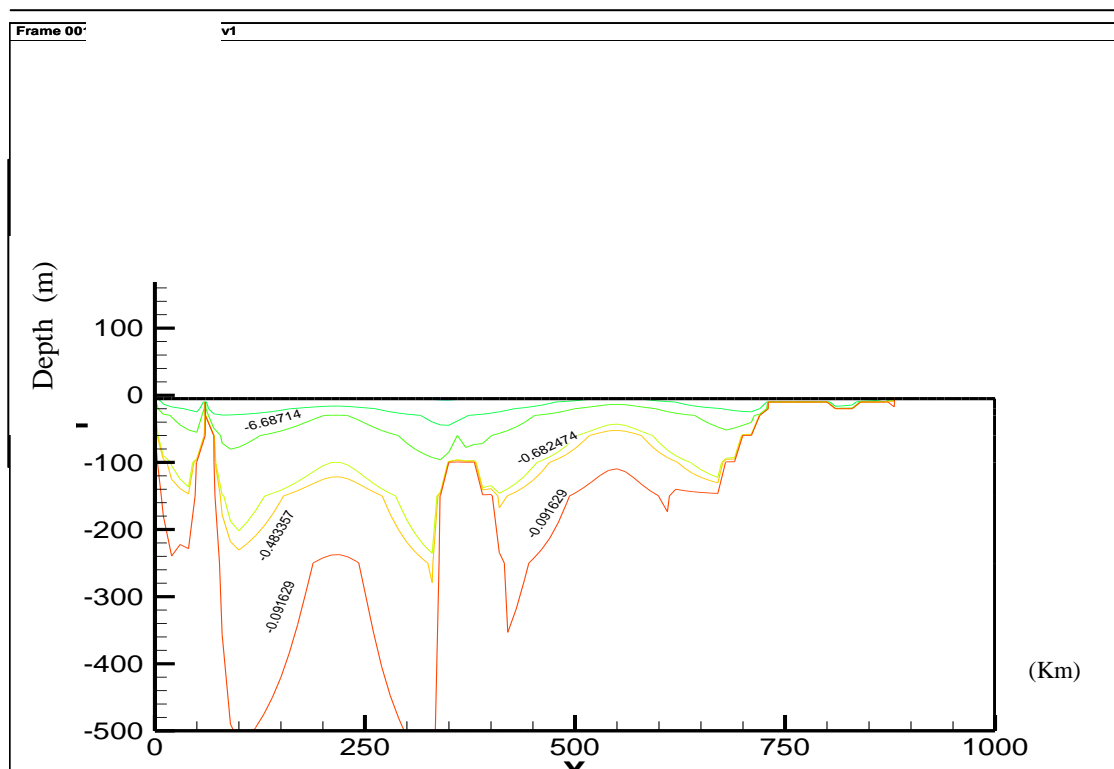
شکل (۱۴-۵) و (۱۵-۵) نیمرخ تغییرات تابع جریان و سرعت جریان در محور عرضی در حوزه میانی دریای خزر در ساعت ۱۲ را نشان می‌دهد. در شکل (۱۵-۵) دو چرخه مخالف هم مشاهده می‌شود که با افزایش عمق سرعت جریان روند کاهش را نشان می‌دهد.

شکل (۱۵-۵) نیمرخ تغییرات تابع جریان و سرعت جریان در محور عرضی در حوزه میانی دریای خزر را نشان داده که خطوط تابع جریان از سطح تا عمق نشان دهنده روند کاهش سرعت است. در محدوده عرضی ۱۰۰ تا ۴۰۰ کیلومتر حرکت توده آب به ترتیب از پایین به بالا و از بالا به پایین بوده است. شایان ذکر است در ساعت ۱۲ علاوه بر تأثیر جریان در ساعات قبلی تأثیر باد در محدوده زمانی ۶ تا ۱۲ نیز در محاسبات در نظر گرفته شده است.

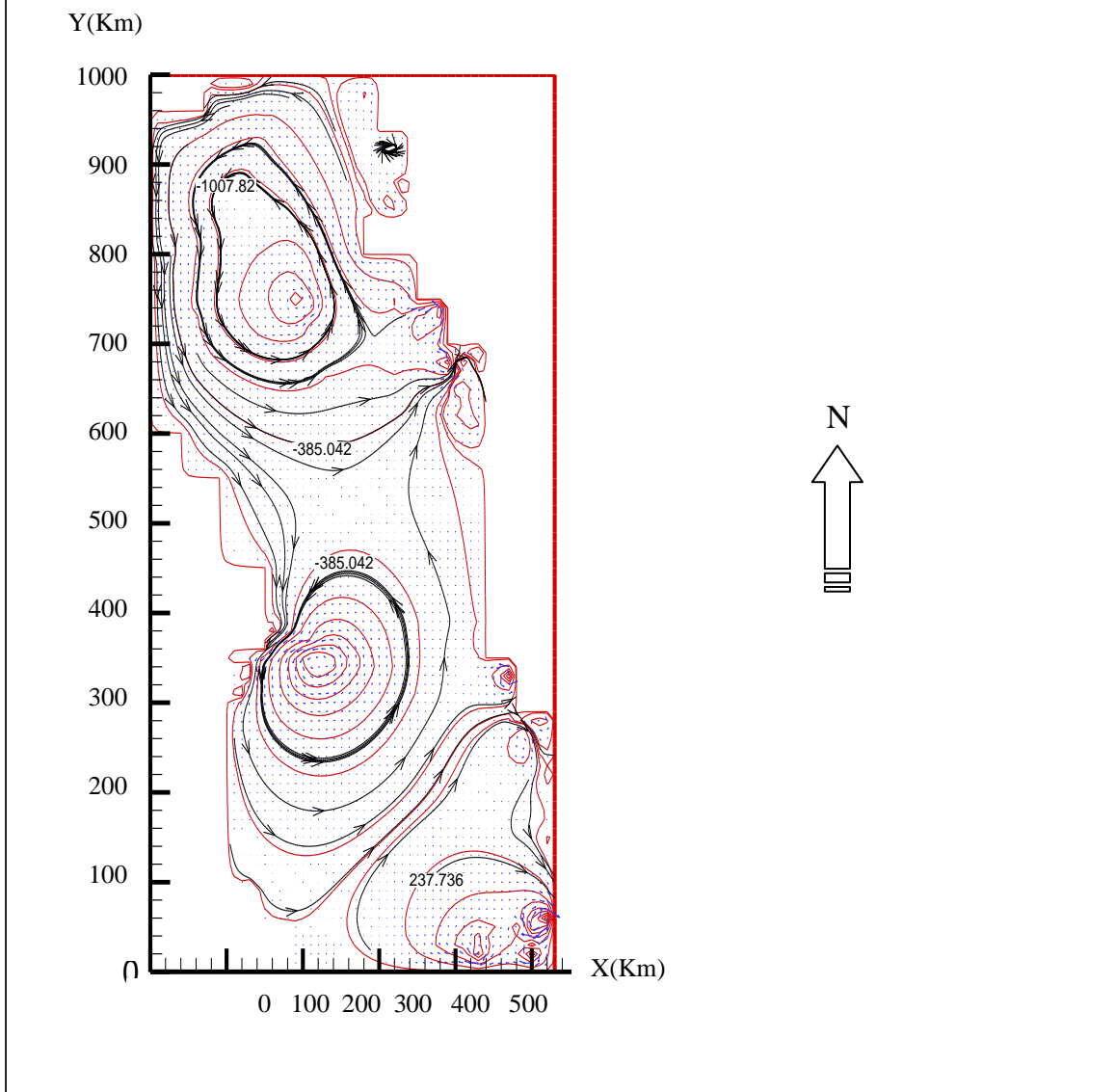
شکل (۱۶-۵) و (۱۷-۵) نیز نیمرخ تغییرات توزیع تابع جریان و سرعت جریان در ساعت ۱۲ در محور طولی $i=25$ و $i=35$ را نشان می‌دهند. کاهش سرعت با عمق قابل ملاحظه می‌باشد. ضمن اینکه در محور طولی $i=15$ در ناحیه جنوبی محدوده ۵۰ تا ۳۵۰ کیلومتری نسبت به ناحیه شمالی در محدوده ۳۵۰ تا ۵۵۰ کیلومتری دارای تغییرات بیشتری بوده و چرخه‌های متفاوت نیز مشاهده می‌شود.



شکل (۵-۱۶) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور طولی $i=35$ Km در ساعت ۱۲ پیش بینی شده

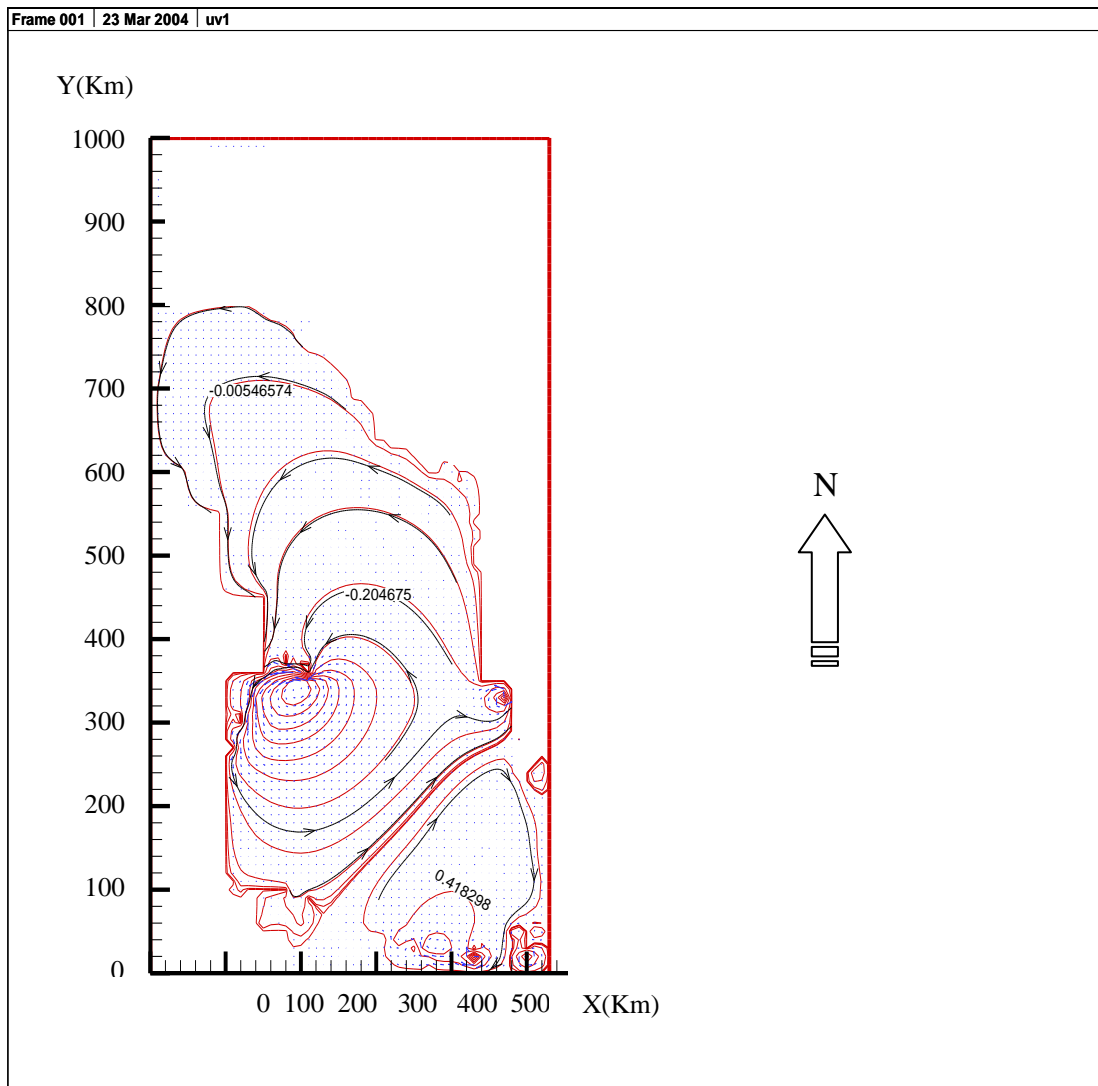


شکل (۵-۱۷) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور طولی $i=25$ Km در ساعت ۱۲ پیش بینی شده



شکل (۵-۱۸) توزیع تابع جریان و میدان سرعت جریان در سطح دریای خزر در ساعت ۱۸ حاصل از حل عددی

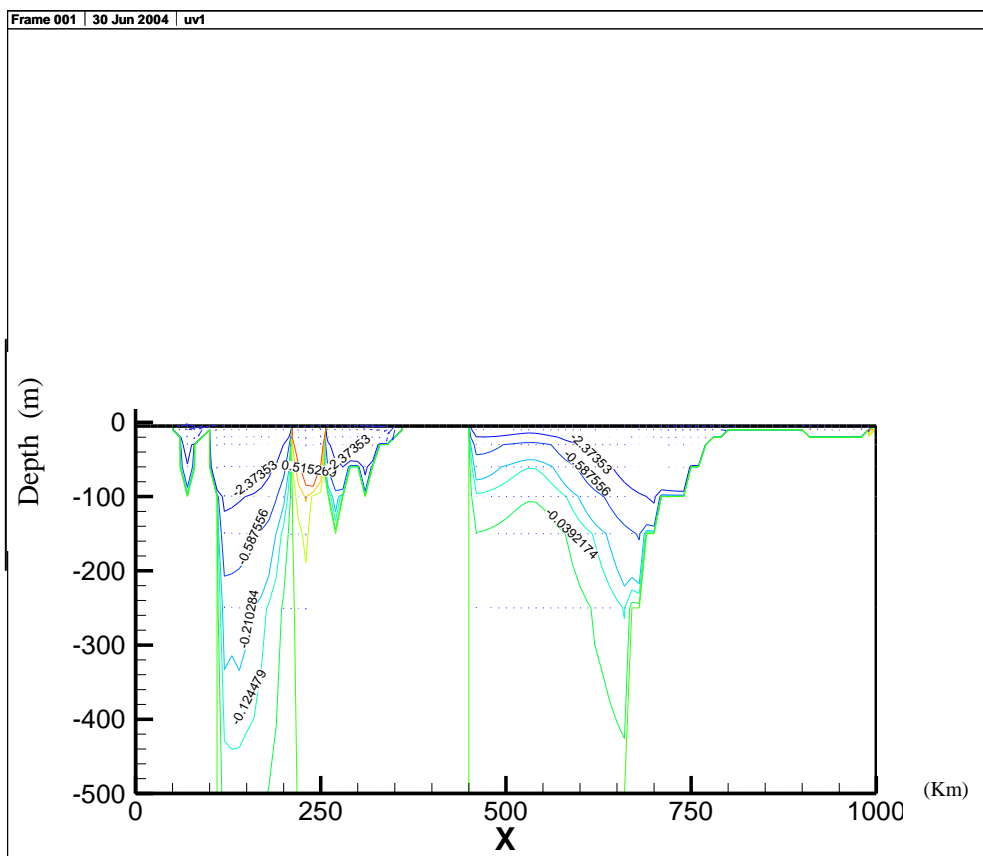
در شکل بالا وجود حلقه‌های جریان در حوزه شمالی و میانی و مرکزی مشاهده می‌شود. با توجه به اینکه مدل ارائه شده وابسته به زمان می‌باشد میدان سرعت جریان در ساعات قبلی در فاصله زمانی ۱۲ بر سرعت جریان ۱۸ تأثیر خواهد گذاشت و گردشی همانند شکل (۵-۱۴) را ایجاد می‌کند. در شرق ناحیه جنوبی دریای خزر وجود حلقه‌های جریانی خلاف حرکت عقربه‌های ساعت می‌تواند ناشی از وزش باد در این منطقه باشد. البته این حلقه جریان نسبت به ساعات ۱۲ کوچکتر شده که نشان از افزایش سرعت باد در ساعات ۱۸ در ضلع شرقی ناحیه جنوبی بوده است.



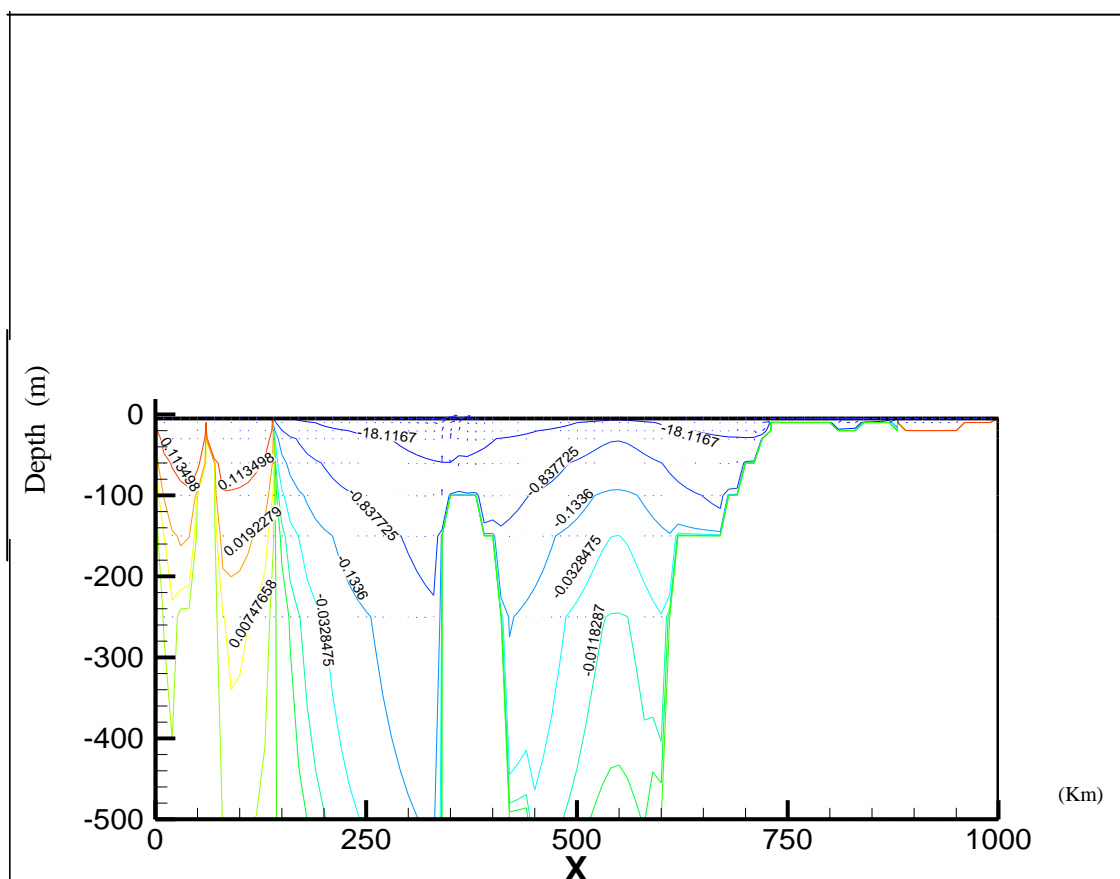
شکل (۵-۱۹) توزیع تابع جریان و میدان سرعت جریان در لایه چهارم در ساعت ۱۸ حاصل از حل عددی

به علت کم بودن عمق در نواحی شمالی، سرعت‌ها بسیار کم می‌باشند که می‌تواند ناشی از اصطکاک بستر دریا باشد. بتدریج که بسمت ناحیه مرکزی نزدیک می‌شویم با افزایش عمق سرعت‌ها نیز نسبت به ناحیه شمالی افزایش می‌یابند. گردشی همانند لایه سطحی در لایه چهارم نیز مشاهده می‌شود ولی سرعت‌ها نسبت به لایه سطحی دارای مقدار کمتری می‌باشد.

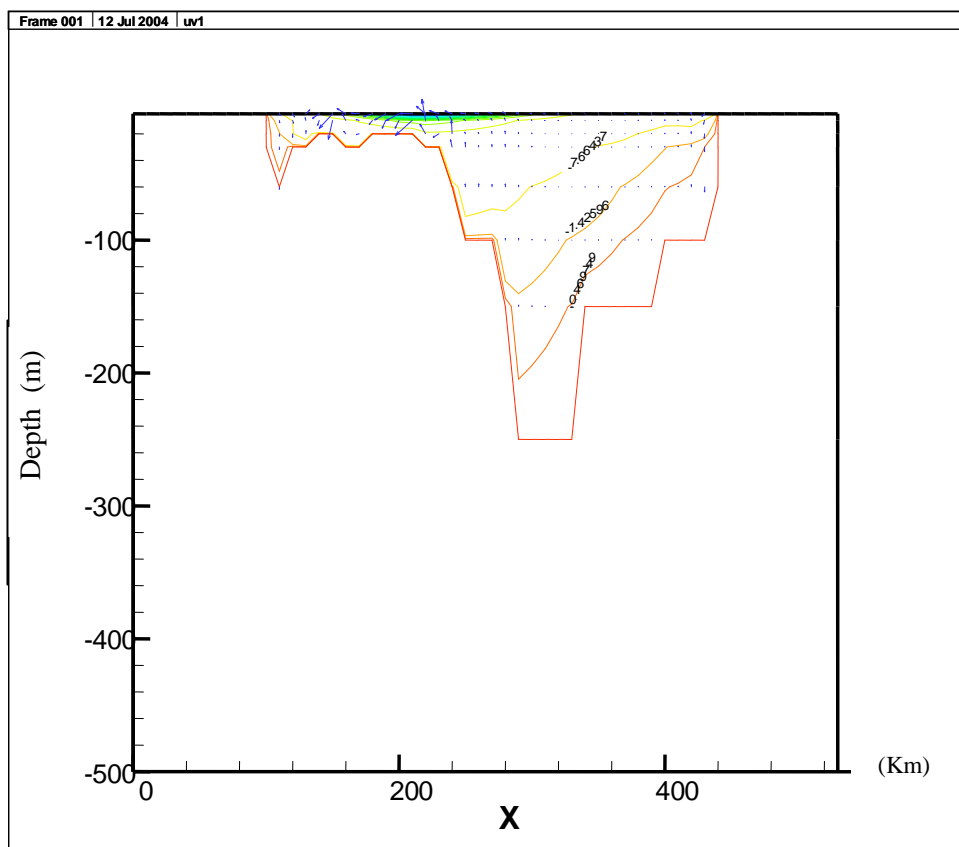
شکلهای (۵-۲۰) تا (۵-۲۳) به ترتیب توزیع تابع جریان را بر حسب عمق در محورهای طولی و عرضی دریای خزر نشان می‌دهند. در تمامی شکل‌ها کاهش سرعت با عمق مشاهده می‌شود. از مقایسه پروفیل‌های عرضی در ساعت ۱۸ نسبت به ساعت ۱۲ در $j=50$ مقادیر کمتری از سرعت بر حسب عمق را نشان می‌دهند که می‌تواند ناشی از کاهش سرعت و تغییر جهت باد در این ناحیه باشد.



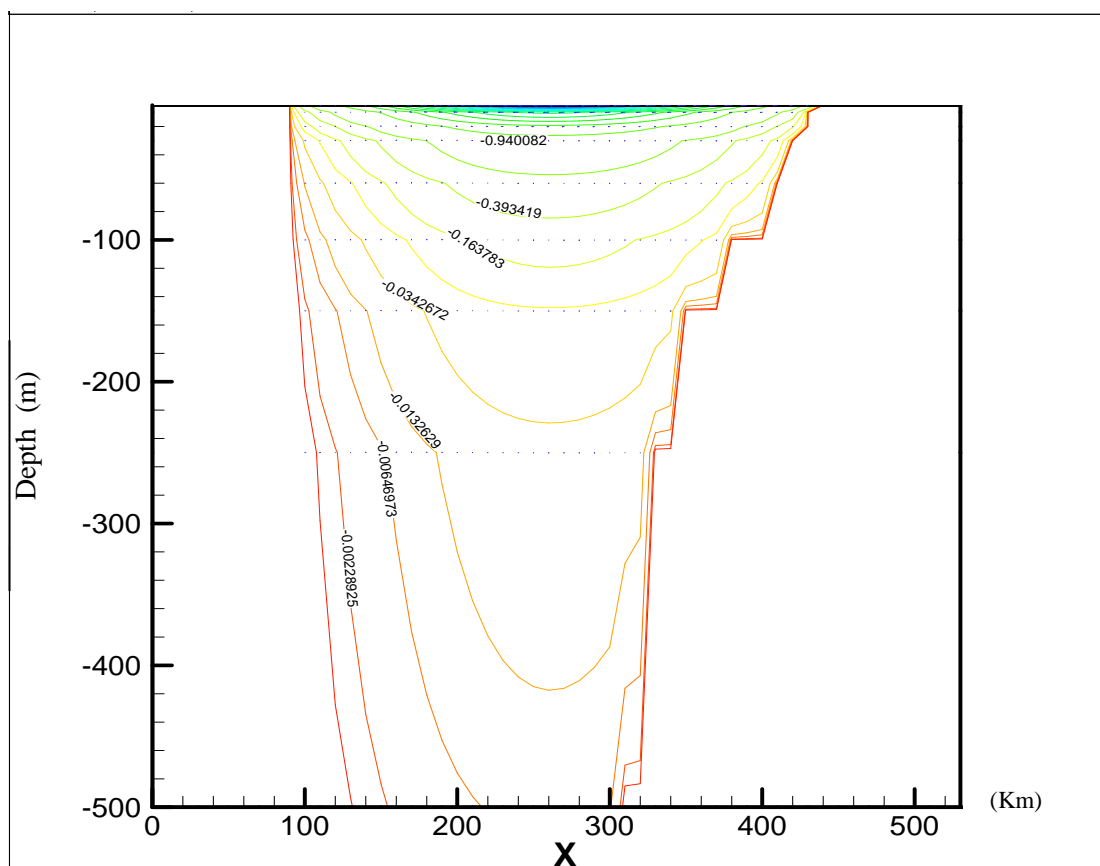
شکل (۵-۲۰) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور طولی $i=15$ Km در ساعت ۱۸ پیش بینی شده



شکل (۵-۲۱) نیمرخ تغییرات تابع جریان در محور طولی $i=25$ Km در ساعت ۱۸ پیش بینی شده



شکل (۵-۲۲) پروفایل تغییرات تابع جریان در محور عرضی $j=35\text{ Km}$ در ساعت ۱۸ پیش بینی شده



شکل (۵-۲۳) پروفایل تغییرات تابع جریان در محور طولی $z=50\text{ Km}$ در ساعت ۱۸ پیش بینی شده

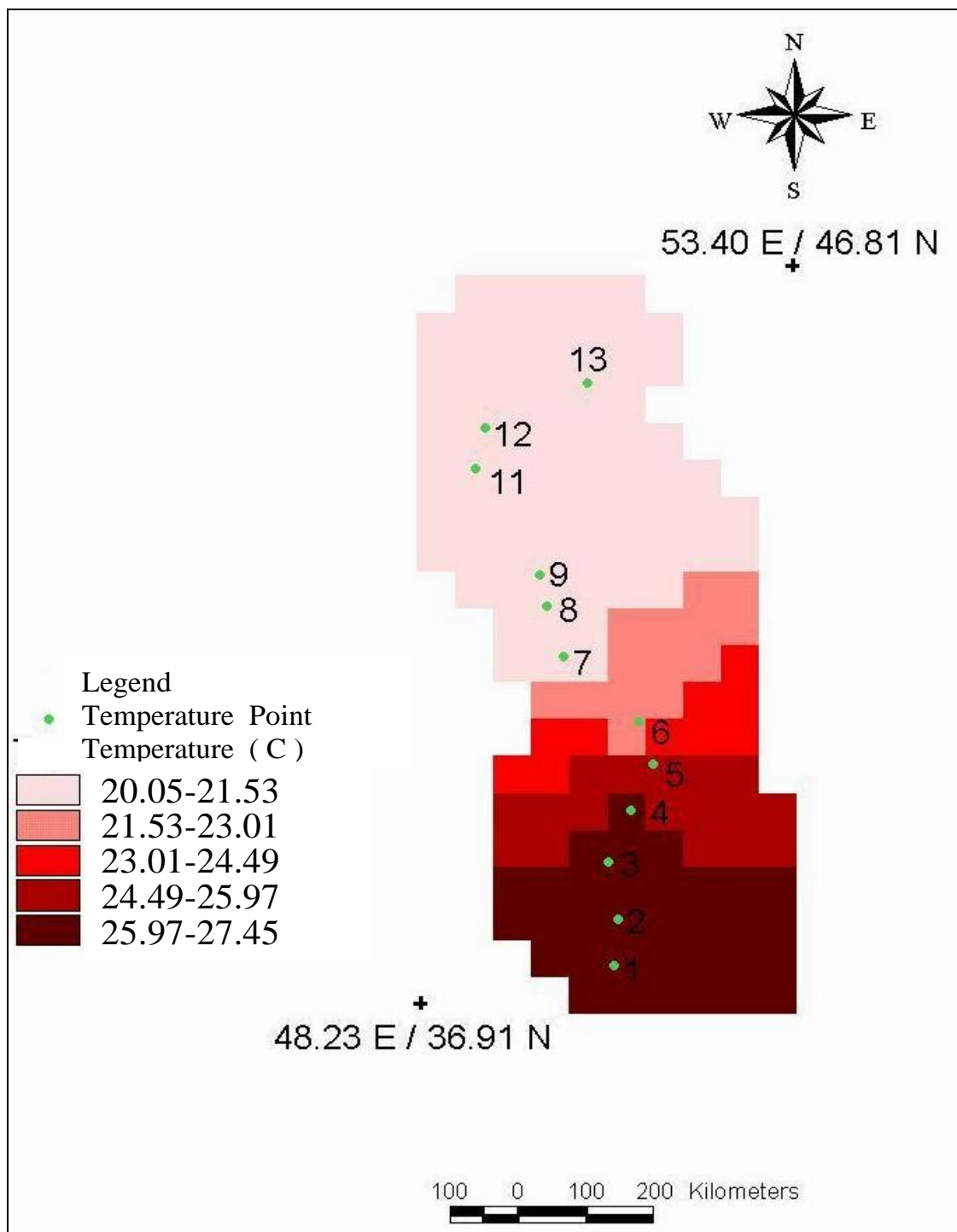
۳-۵- نتایج حاصل از حل عددی دما و مقایسه با مشاهدات گشت دریایی

میدان دمای اولیه از اطلاعات و گزارشات موجود در حوزه های شمالی، میانی و جنوبی گشت دریایی سال ۱۳۷۴ استفاده شده است. که این اطلاعات با استفاده از محیط نرم افزار MapInfo و GIS در ابعاد شبکه سلولی 10×10 و 50×50 کیلومتر درون یابی شده است. شکل های (۵-۱۸) و (۵-۱۹) توزیع دما و شوری را در سطح آب دریای خزر برای المان بعدی 50×50 کیلومتری نشان می دهد.

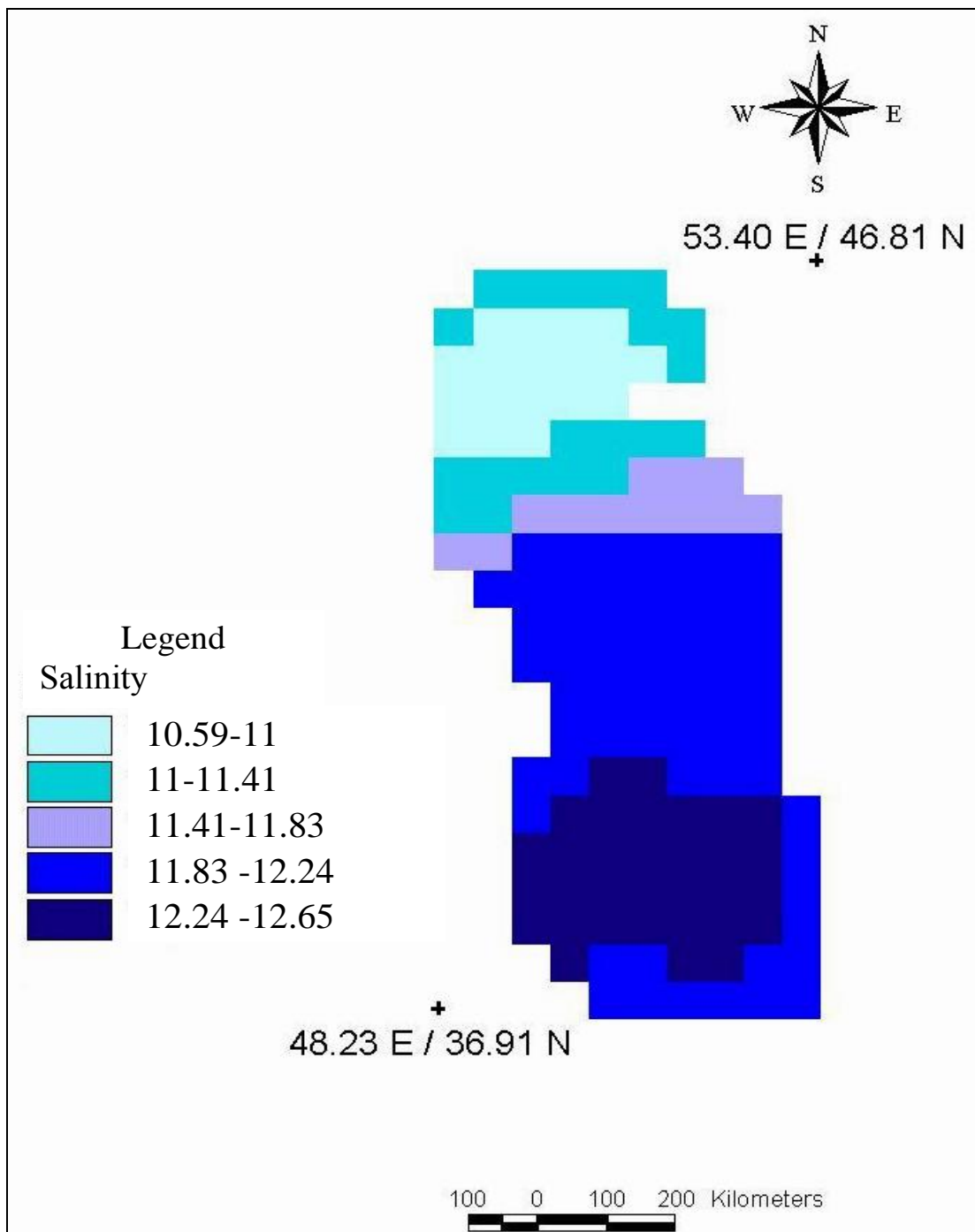
در سطح، شار گرما و استرس باد مشخص است. در کف نیز شار گرما صفر در نظر گرفته شده است. از معادله (۳-۲۲) برای محاسبه دما در هر لایه استفاده می شود. لزجت افقی و عمودی و ضریب پخش گرمایی از فرمول مانک اندرسن (۲-۶) محاسبه می شود که از این نظر با کار بنت و بریچفیلد بر روی دریاچه آنتوریو و میشیگان مشابه است [۱۶].

مدل قادر است ساختار دما را در دریای خزر در یک مقیاس بزرگ و متوسط به خوبی بیان کند. شکل های (۵-۲۰) تا (۵-۳۱) توزیع تغییرات دما در سطح و لایه چهارم و در برشهای طولی و عرضی در ساعتهای ۶، ۱۲ و ۱۸ را نشان می دهد. جهت بررسی دقیقتر، نتایج حاصل از حل عددی دما با اطلاعات گزارش شده از گشت دریایی از ایستگاه شماره ۱ تا ایستگاه شماره ۹ مقایسه شده است که در شکل های (۵-۳۲) تا (۵-۳۵) ترسیم شده است.

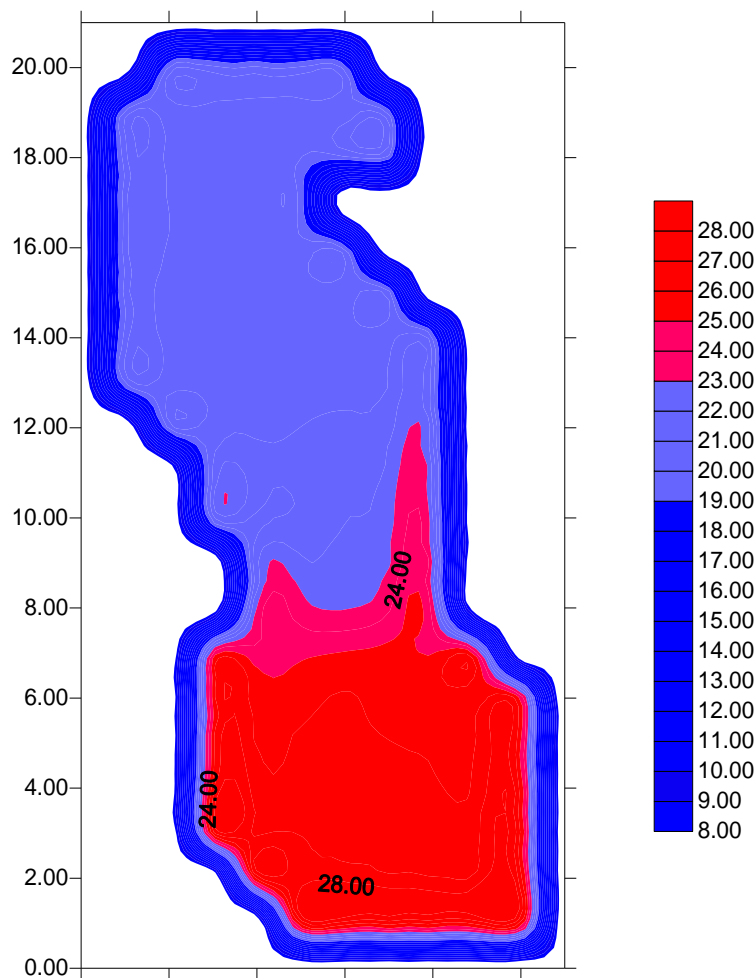
با توجه به مقایسه دما در ایستگاههای مورد مطالعه و حل عددی مدل، می توان بیان نمود که مدل ارائه شده تا حدود قابل توجهی قادر به پیش بینی ساختار دما در دریای خزر می باشد. چون تغییرات مشاهده شده دما در موقعیت خاص و محدود انجام گرفته است نمیتوان مقایسه ای بین برشهای عرضی با نتایج عددی حاصل از مدل انجام داد. اما با توجه به نتایج قابل قبول در مقایسه دما حاصل از مشاهده با حل عددی در ایستگاههای مورد مطالعه می توان ساختار دما را در برشهای عرضی و طولی مورد مطالعه قرار داد. با توجه به این نکته که از عمق صفر تا ۶۰ متر، ۵ لایه در مدل عددی در نظر گرفته شده نتایج حاصل می تواند تا حدود قابل توجهی لایه آمیخته را مورد بررسی قرار دهد.



شکل (۵-۲۴) توزیع دما در سطح آب دریای خزر بر حسب درجه سانتیگراد با توجه به اطلاعات گشت دریایی و اطلاعات ماهواره مربوط به روز ۱۵ شهریور سال ۱۳۷۴ و استفاده از روش درون یابی با استفاده از نرم افزار GIS در ابعاد شبکه سلولی ۵۰×۵۰ کیلومتر



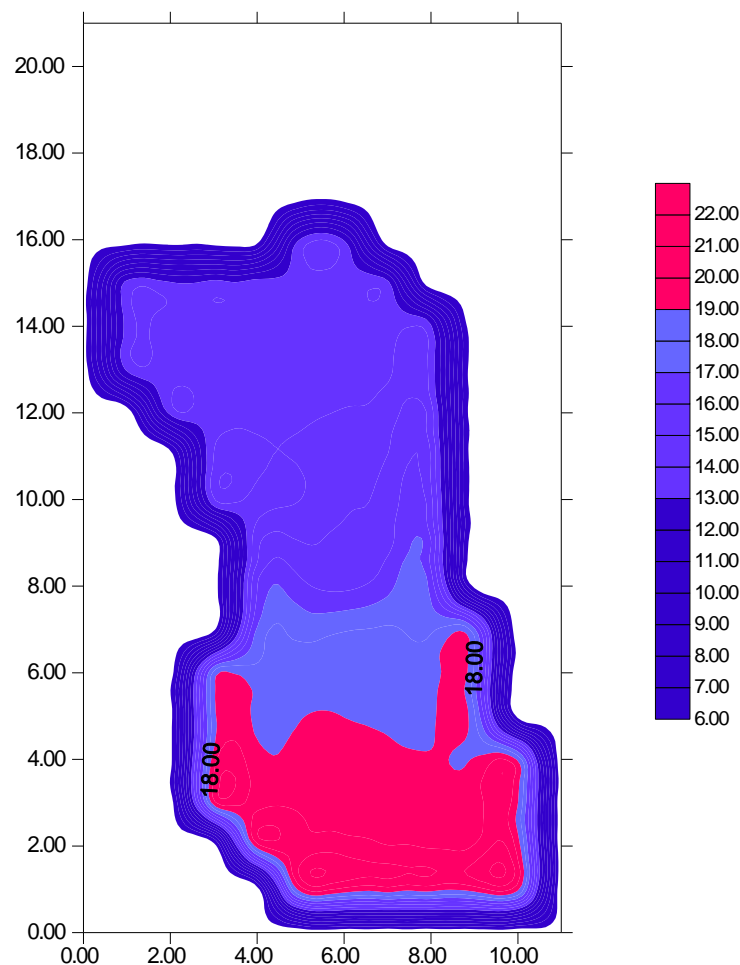
شکل (۵-۲۵) توزیع میزان شوری سطح آب دریای خزر بر حسب گرم در لیتر از مشاهدات گشت دریایی روز ۱۵ شهریور ۱۳۷۴ بروش درون یابی با استفاده از نرم افزار GIS در ابعاد شبکه سلولی ۵۰×۵۰ کیلومتر



شکل (۵-۲۶) توزیع تغییرات دما در سطح دریای خزر در لایه اول ساعت ۶ پیش بینی شده

تبادل گرما بین آب و جو و نیز فرآیندهای در هم آمیختگی نقش اصلی را در تشکیل میدان دما دارند. لذا تغییر دمای آب دارای یک مشخصه فصلی است. برای تحلیل از داده های مشاهداتی دمای لایه سطحی آب ایستگاههای مورد مطالعه (ایستگاه ۱ تا ۹) و ایستگاههای مخاج قلعه و جزیره تولنی استفاده شده است. در جاهایی که عمق کم است درهم آمیختگی آب ناشی از باد حتی به کف هم می رسد. تأثیر جریان رودخانه های ورودی و خروجی در دمای آب مناطق ساحلی بر قشر سطحی آب نیز تأثیرگذار است.

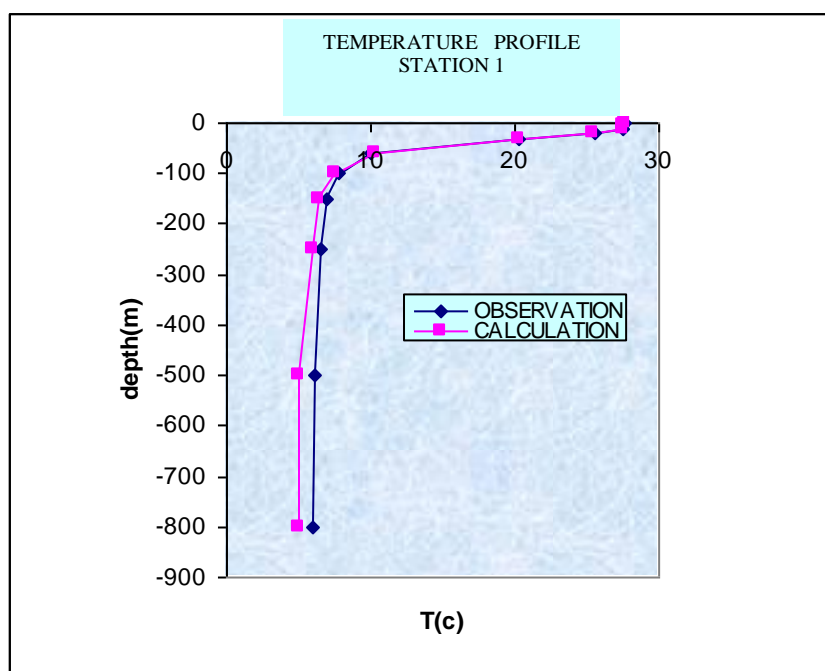
شکل (۵-۲۶) و (۵-۲۷) تغییرات دما در لایه اول و لایه چهارم را در ساعت ۶ نشان می دهد. تغییرات دما در قسمت شرقی حوزه بیشتر از قسمت هم تراز آن در بخش غربی می باشد که با توجه به گرمای قسمت شرقی و نفوذ آب شمالی به شرق، طبیعی به نظر می رسد. گرادیان ضعیف دما از شرق به مرکز حوزه نشان دهنده وجود جریانهای زیر سطح در جهت عقربه های ساعت می باشد. گرادیان دمایی نسبتاً بزرگی نیز در محلی که عمق آب افزایش می یابد مشخص است.



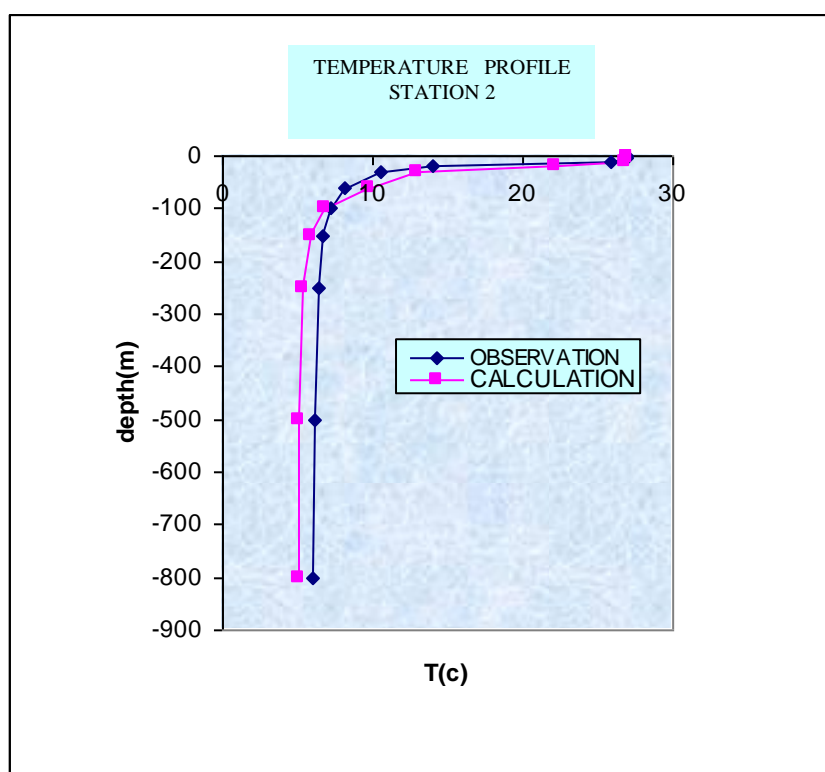
شکل (۵-۲۷) توزیع تغییرات دما در سطح دریای خزر در لایه چهارم در ساعت ۶ پیش بینی شده

دمای آب از جنوب به شمال روند کاهشی را نشان می‌دهد. به طور کلی با افزایش عرض جغرافیایی، دمای سطح آب کاهش یافته است. در ناحیه شمالی به علت هیدروگرافی کف دریای خزر توزیع دما وجود ندارد و همچنان مانند لایه اول گرادیان دمای طولی از شمال به جنوب مشاهده می‌شود. ضمن اینکه توزیع دما نیز در ناحیه شرقی بیشتر از ناحیه غربی می‌باشد.

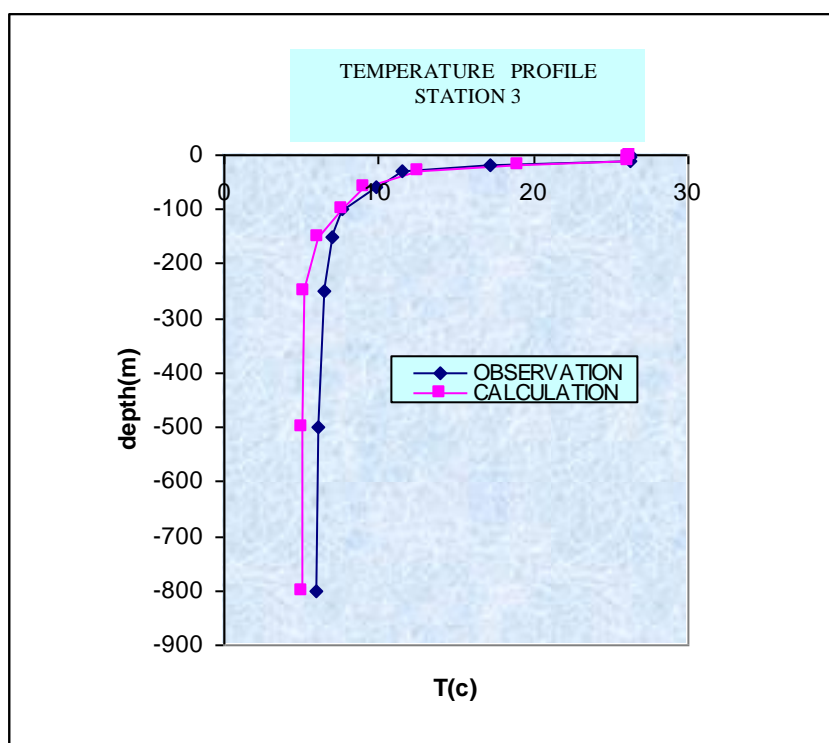
شکل‌های (۵-۳۷) تا (۵-۴۰) نیز پروفایل تغییرات دما در برش طولی $i=15$ Km و برش‌های عرضی $j=25$ و $j=50$ و $j=75$ کیلومتر که در نواحی جنوبی، میانی و شمالی می‌باشد را نشان می‌دهند. در تمامی شکل‌ها دما با عمق به طور قابل ملاحظه‌ای کاهش می‌یابد. مدل ارائه شده می‌تواند تغییرات دما در لایه سطحی را بخوبی نشان دهد.



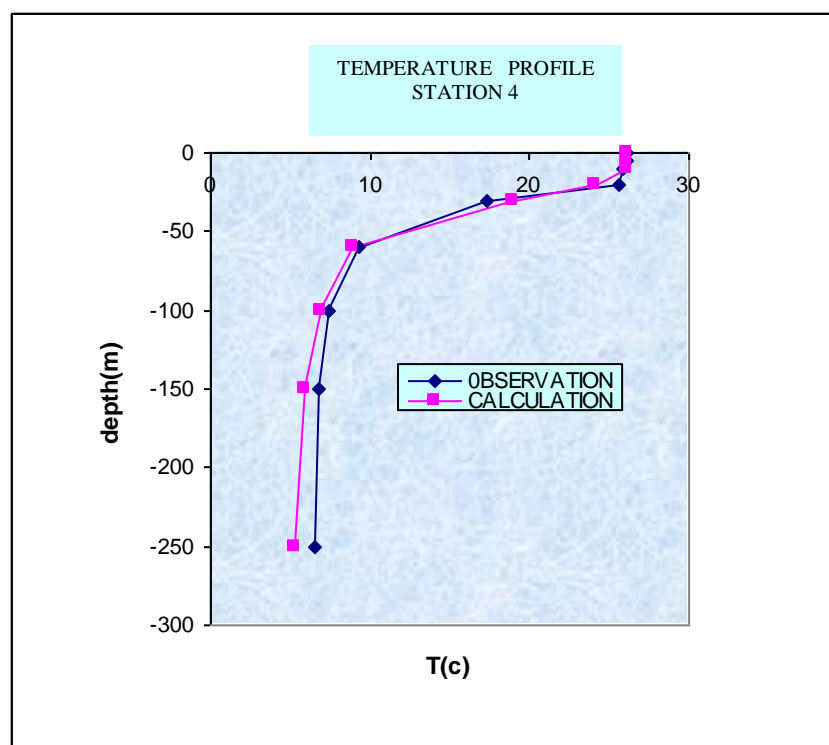
شکل (۵-۲۸) مقایسه نیمرخ دمای حاصل از مشاهده و حل عددی در ایستگاه شماره ۱



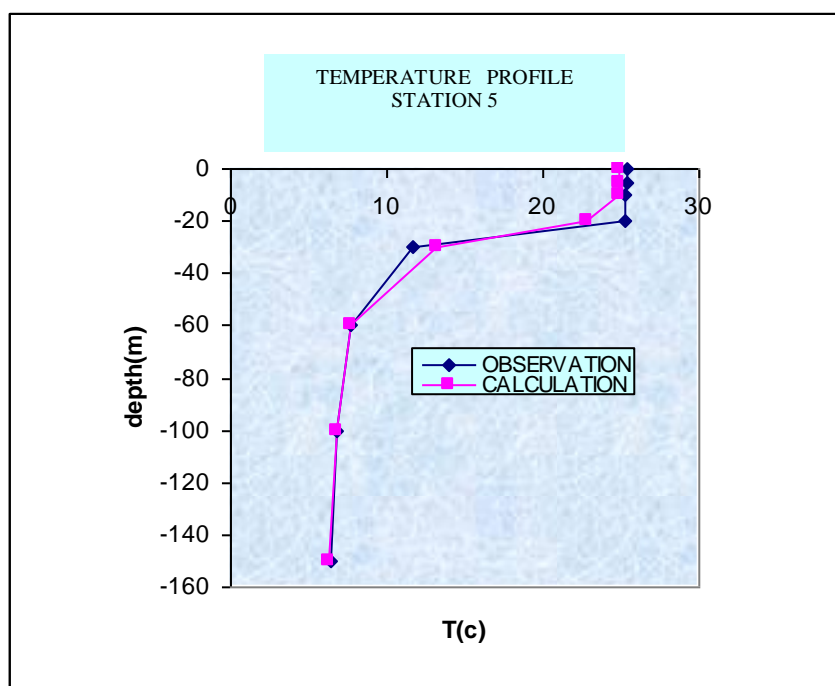
شکل (۵-۲۹) مقایسه نیمرخ دمای حاصل از مشاهده و حل عددی در ایستگاه شماره ۲



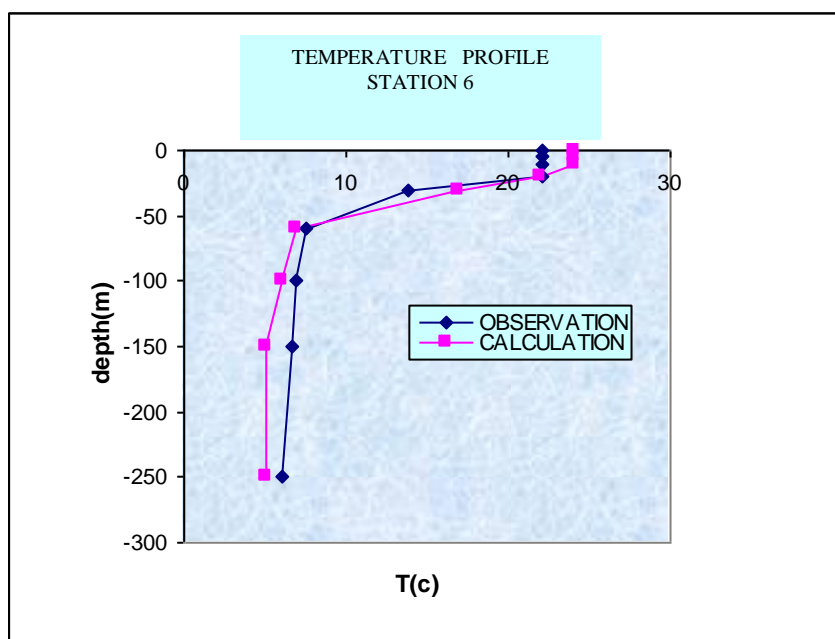
شکل (۵-۳۰) مقایسه نیمرخ دمای حاصل از مشاهده و حل عددی در ایستگاه شماره ۳



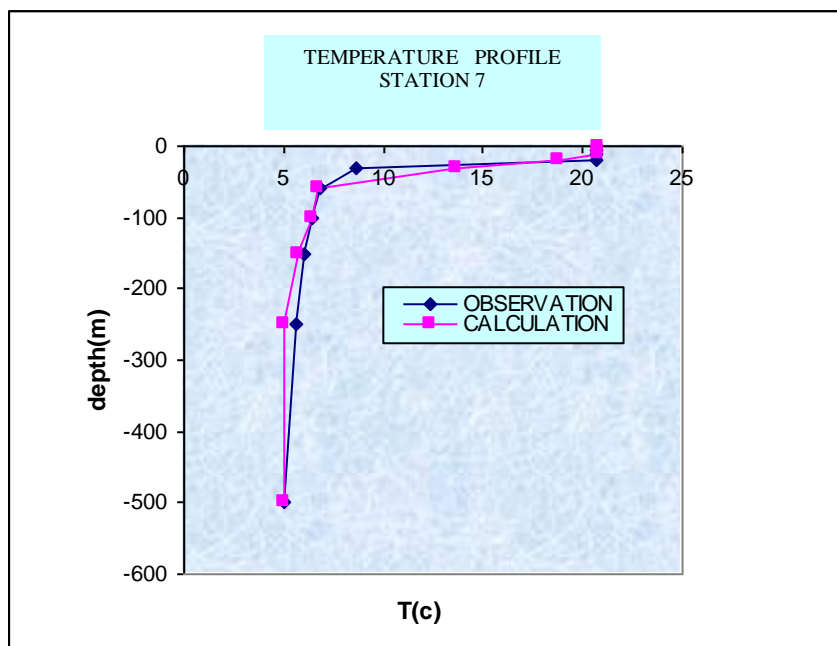
شکل (۵-۳۱) مقایسه نیمرخ دمای حاصل از مشاهده و حل عددی در ایستگاه شماره ۴



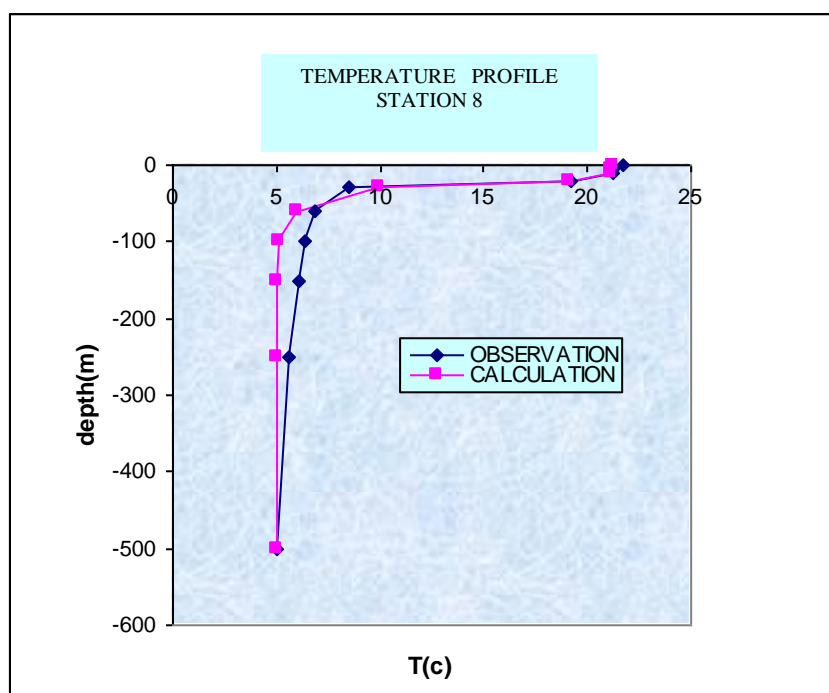
شکل (۵-۳۲) مقایسه نیمرخ دمای حاصل از مشاهده و حل عددی در ایستگاه شماره ۵



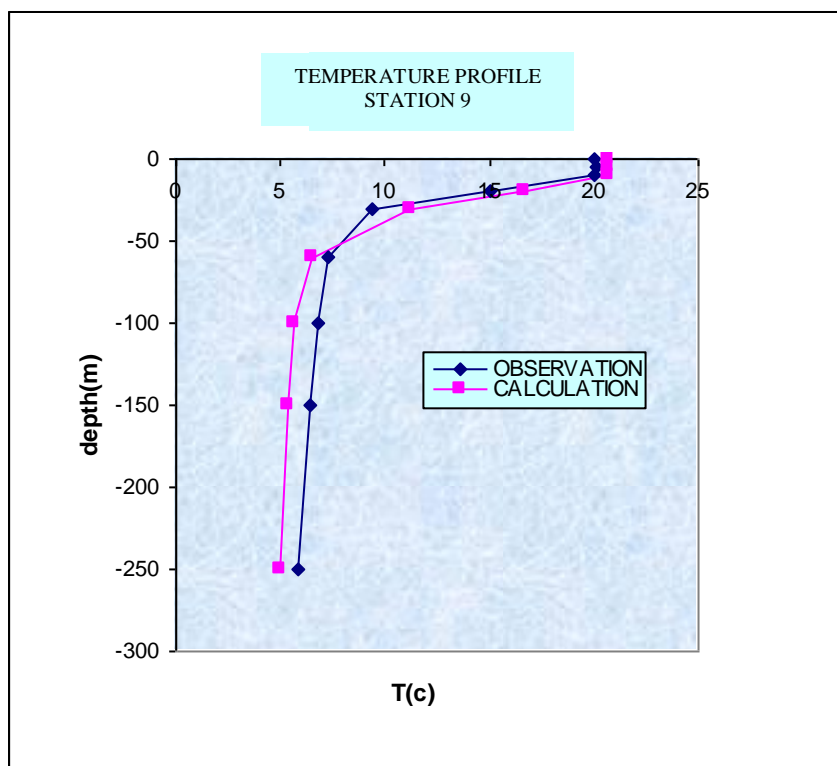
شکل (۵-۳۳) مقایسه نیمرخ دمای حاصل از مشاهده و حل عددی در ایستگاه شماره ۶



شکل (۵-۳۴) مقایسه نیمرخ دمای حاصل از مشاهده و حل عددی در ایستگاه شماره ۷



شکل (۵-۳۵) مقایسه نیمرخ دمای حاصل از مشاهده و حل عددی در ایستگاه شماره ۸



شکل (۵-۳۶) مقایسه نیمرخ دمای حاصل از مشاهده و حل عددی در ایستگاه شماره ۹

در شکل‌های (۵-۲۸) تا (۵-۳۶) مقایسه‌ای بین مشاهدات گشت دریایی و حل عددی دما در ۹ ایستگاه اندازه‌گیری شده می‌باشد. نتایج حاصل از حل عددی را در لایه‌های صفر تا ۵۰ متر، ۵۰ تا ۲۰۰ متر و ۲۰۰ تا ۸۰۰ متر به شرح زیر می‌باشد.

لایه ۰ تا ۵۰ متر:

- بطور کلی افت قائم دما در لایه اختلاط در بخش‌های شمالی، میانی و جنوبی از قانونمندی خاصی تبعیت نکرده است.
- ضخامت لایه ترموکلاین در ایستگاه شماره ۴ حداکثر و در بخش میانی و شمالی، از جنوب به شمال روند کاهشی داشته است.
- بطور کلی با افزایش عرض جغرافیایی دمای سطح آب کاهش یافته است. در حدفاصل ایستگاه شماره ۱۰ تا ۹، گرادیان افقی دما ۰/۱۱۷ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر بوده است.

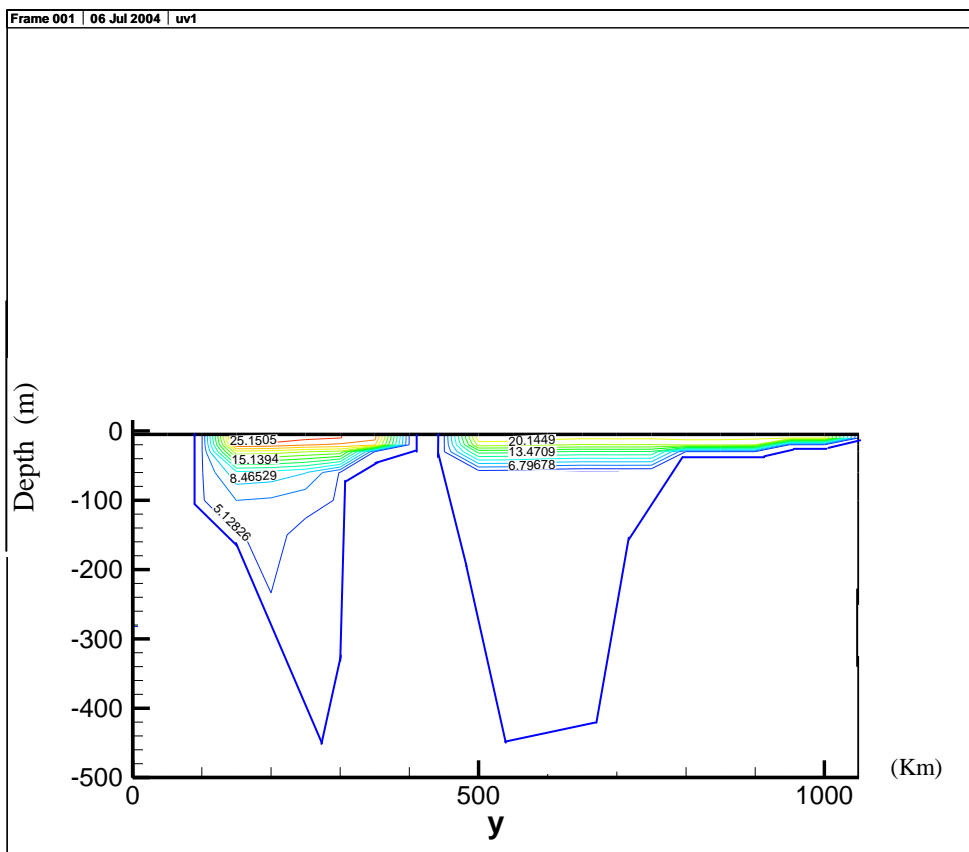
- در بخش جنوبی، گرادیان قائم دما در لایه زیر ترموکلاین (هی پولیمینون) از دو گرادیان متفاوت پیروی نموده در حالیکه این تغییرات در بخش میانی و مناطق جنوبی بخش شمالی تقریباً از گرادیان واحدی تبعیت نموده است.

لایه ۵۰ تا ۲۰۰ متر:

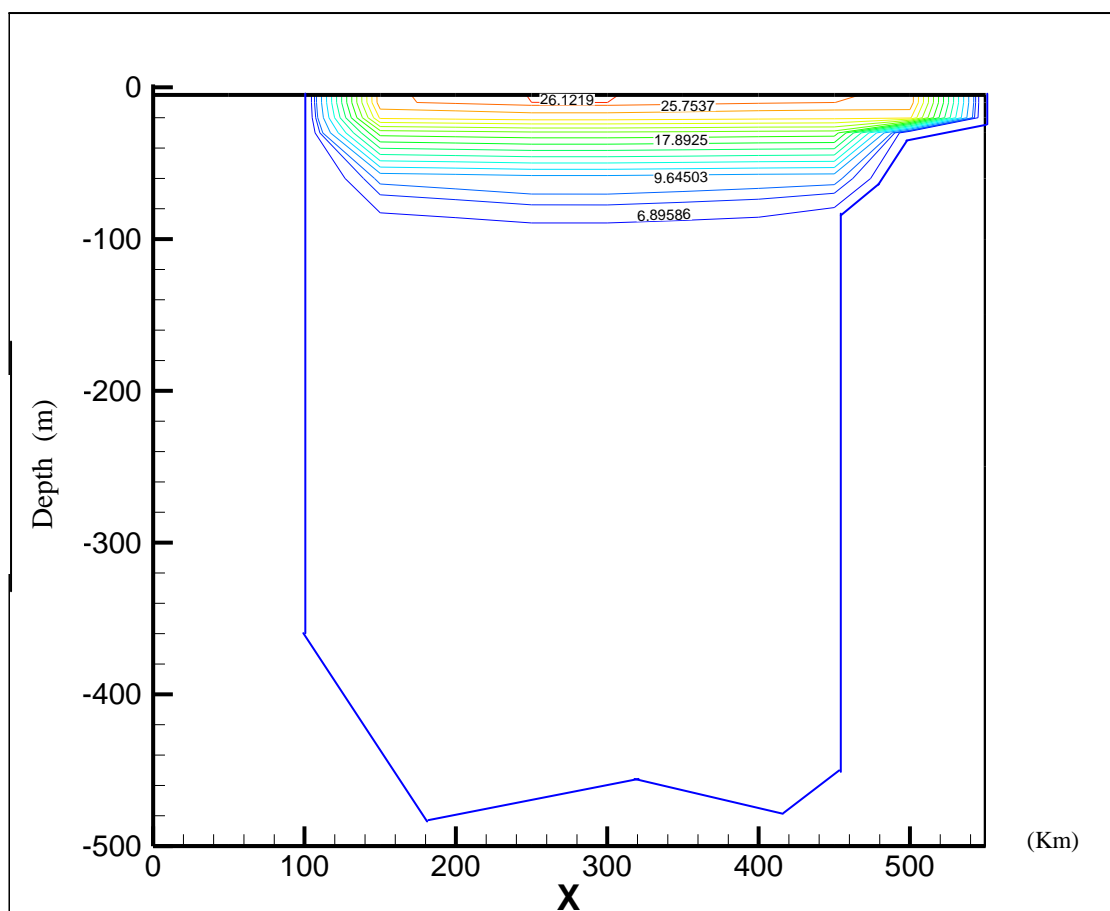
- دمای آب از جنوب به شمال روند کاهشی داشته است.
- گرادیان قائم دمایی در بخش جنوبی در مقایسه با بخش میانی و مناطق جنوبی بیشتر است.
- توپوگرافی بستر دریا به نحو بارزی بر راستای خطوط همدمای تأثیر گذاشته است.
- گرادیان افقی دما در بخشهای جنوبی و میانی در مقایسه با بخش شمالی قابل ملاحظه بوده است.

لایه ۲۰۰ تا ۸۰۰ متر:

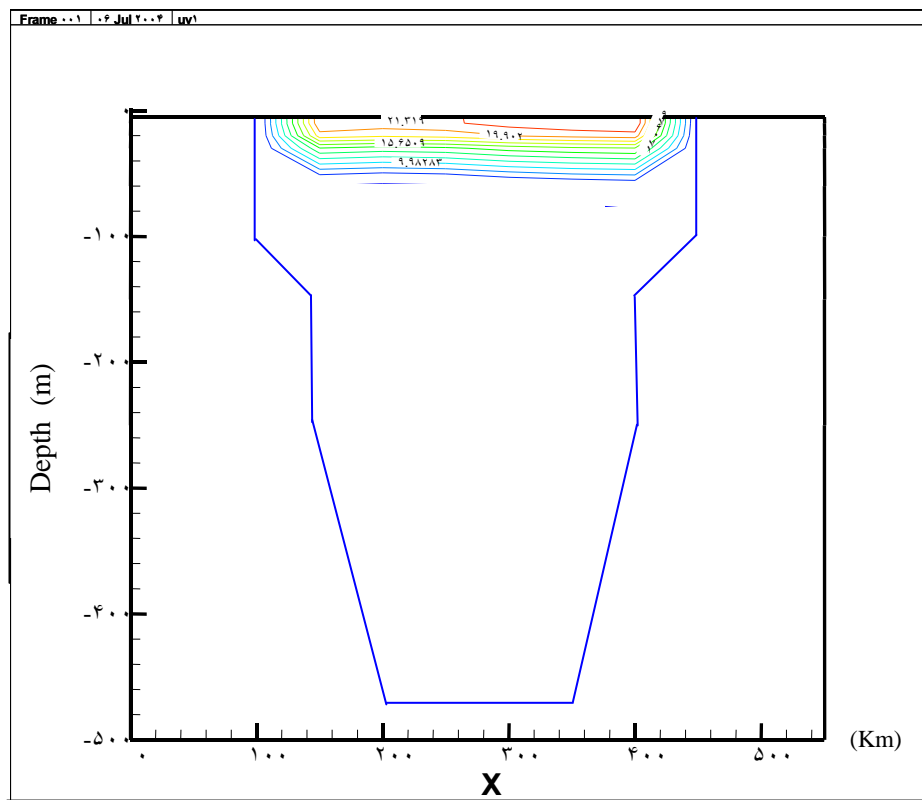
- در این لایه حداکثر دمای آب در بخشهای جنوبی و میانی به ترتیب حدود ۶/۱ و حداقل در این دو بخش ۴/۱۸ درجه سانتیگراد بوده است.
- گرادیان قائم دما در بخش میانی بیش از رقم مشابه در بخش جنوبی بوده است.
- توپوگرافی بستر دریا در توزیع دما و تبدلات حرارتی نقش مؤثری داشته است.



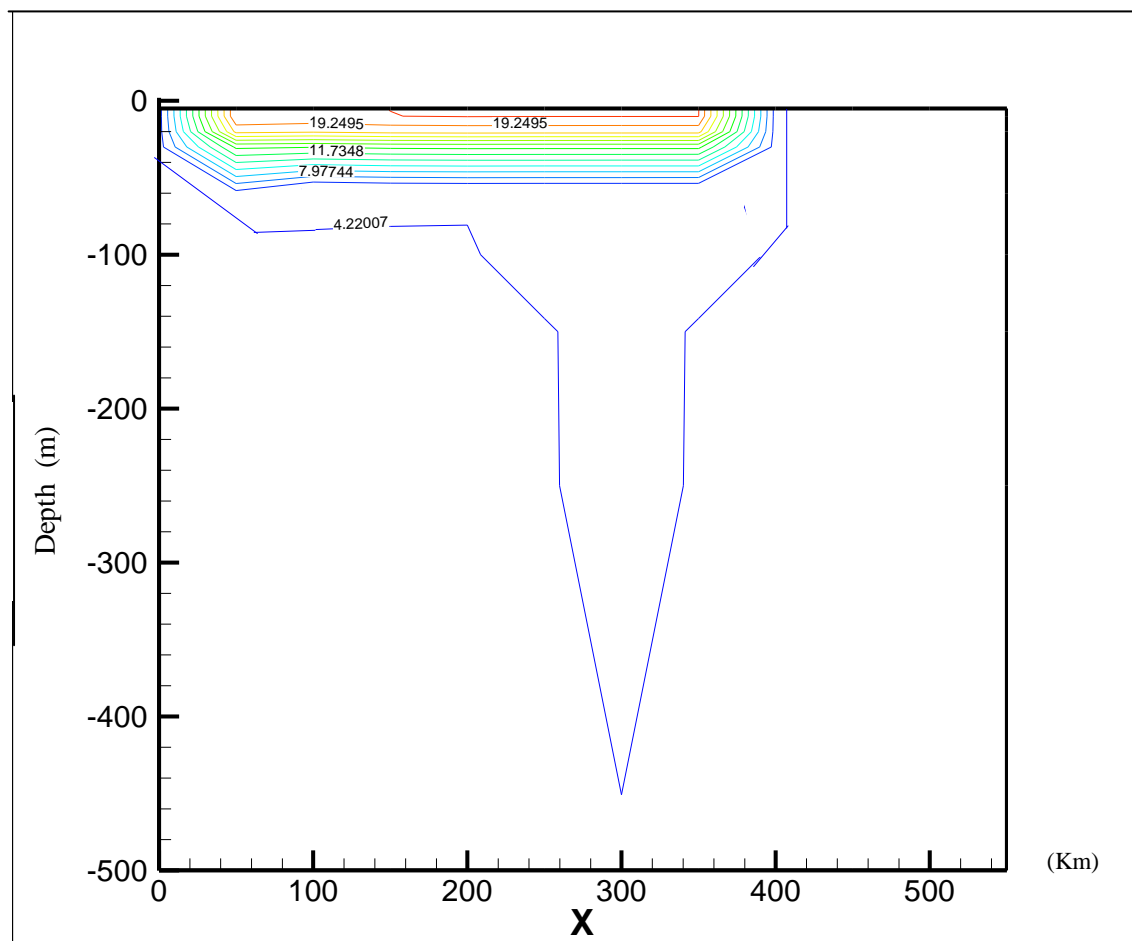
شکل (۳۷-۵) نیمرخ دما در برش طولی ($i = 15$)



شکل (۳۸-۵) نیمرخ دما در برش عرضی ($j = 25$)



شکل (۵-۳۹) نیمرخ دما در برش عرضی ($j=50$)



شکل (۵-۴۰) نیمرخ دما در برش عرضی ($j=75$)

فصل ششم

نتیجه گیری و پیشنهادات

در این تحقیق یک مدل عددی کامپیوتری برای پیش‌بینی گردش آب بصورت سه بعدی ناشی از باد با میدان متغیر در دریاچه خزر تهیه شد. مدل عددی ارائه شده بر اساس معادلات حاکم بر جریان و توزیع دما با کاربرد روش تفاضل محدود $\Delta X = \Delta Y = 10$ کیلومتر و ΔZ متغیر در ۱۰ لایه استوار است. در مدل ارائه شده از تقریبهایی مانند هیدروستاتیک، بوسینسک، صفحه بتا و شرایط مرزی همانند اثر تنش در سطح، لایه های میانی و کف استفاده شده است. لزجت افقی و عمودی و ضریب پخش تلاطمی بر اساس فرمولهای استفاده شده توسط بنت در دریاچه آنتوریو مورد استفاده قرار گرفته است و با توجه به ابعاد دریای خزر پارامتر کوریولیس نیز متغیر در نظر گرفته شد. اطلاعات باد از ایستگاههای هواشناسی حاشیه دریای خزر بدست آمده و برای تعیین سرعت باد در تاریخ رویداد، سرعت و جهت ثبت شده در ایستگاههای سینوپتیک در همان روز استخراج و پس از تبدیل به باد دور از ساحل به روش SMB با استفاده از روش عکس مربع فاصله در محیط ArcViewGIS، توزیع مکانی سرعت باد در سطح حوزه دریای خزر تهیه شد. برنامه مورد نظر با استفاده از زبان برنامه نویسی C نوشته شده و برای کنترل برنامه از چند آزمایش ساده شده با ابعاد مشابه دریای خزر اجرا سپس مدل سازی دریای خزر انجام شد. تابع جریان و سرعت جریان و توزیع دما در سطح و عمق در ساعات ۶، ۱۲ و ۱۸ در مقاطع طولی و عرضی با استفاده از نرم افزارهای گرافیکی ترسیم گردید. همچنین جهت مقایسه اطلاعات بدست آمده از روش عددی با گشت دریایی در شهریور سال ۱۳۷۴ در ایستگاههای ۱ تا ۹ مقایسه شد.

۶-۲- بحث نتایج

این تحقیق را می‌توان با نمونه دیگری از حل عددی جریان در حالت پایا که توسط فدوی حسینی [۸] انجام شده مقایسه کرد که با کار بنت و بریچفیلد روی دریاچه آنتوریو و میشیگان مشابه است. در مدل ارائه شده شبکه بندی افقی با تفکیک مکانی بهتر 10×10 کیلومتر و شبکه بندی قائم در ۱۰ لایه باعث شده تا بتوان وضعیت سرعت ها و دما را در لایه سطحی مورد ارزیابی قرار داد افزایش تعداد کل المان های موجود در تحقیق قبلی از ۲۳۵ به ۱۹۴۸۹ نقطه در تحقیق حاضر قابل توجه است. همچنین سعی شده تا شرایط هندسی حوزه نزدیک به شکل تقریبی دریای خزر باشد تا بتوان در نقاط دور از دسترس نیز وضعیت جریان و دما را مورد بررسی قرار داد. با توجه به طول دریای خزر، تغییر پارامتر کوریولیس حائز اهمیت بوده بطوریکه این پارامتر در تفکیک مکانی 10×10 کیلومتر متغیر در نظر گرفته

شده است. مدل ارائه شده وابسته به زمان بوده و می‌تواند گردش آب بصورت سه بعدی را با میدان باد متغیر نشان دهد.

شکلهای (۵-۶) تا (۵-۲۳) حاصل از حل عددی مدل ارائه شده با نمونه کار ارائه شده در تحقیقات قبلی در دریای خزر وجود چرخه های پادساعتگرد در سه حوزه شمالی، میانی و جنوبی مشاهده می‌شود. که این چرخش نیز با چرخش عمودی دریا منطبق است. با توجه به اینکه در تحقیق ارائه شده مدل وابسته به زمان بوده و الگوی میدان باد متغیر می‌باشد و المان در سطح و عمق نسبت به تحقیقات قبلی پوشش بیشتری از اطلاعات را در اختیار ما قرار می‌دهد چرخه های کوچکتری را نیز مشاهده کنیم. البته اطلاعات در این زمینه وجود ندارد تا بتوان مقایسه ای از نتایج بدست آمده را با مشاهدات انجام داد اما با توجه به اینکه چرخه های بزرگ در مدل حاصل شده و منطبق بر کارهای قبلی است تا حدود قابل توجهی می‌توان صحت و دقت چرخه های کوچکتر را پذیرفت. پیشنهاد می‌شود اندازه گیریهای میدانی در این مناطق انجام شود تا بتوان کالیبراسیون مدل ارائه شده در تحقیق حاضر را هرچه بهتر در دریای خزر انجام داد. در مدل ارائه شده توسط بنت، شووب، وانگ و هاتر در دریاچه های بسته آنتریو و میشیگان، چرخه های ساعتگرد و پادساعتگرد که وابسته به شرایط حوزه، جهت و تداوم وزش باد و هیدروگرافی دریا می‌باشند نیز مشاهده شده است و اینکه سرعت با عمق در این دریاچه‌های بسته نیز کاهش قابل توجهی داشته است. همچنین می‌توان حل عددی دما را در تحقیق ارائه شده با اندازه گیریهای مشاهده شده در گشت دریایی سال ۱۳۷۴ مقایسه نمود. معادله انرژی ترمودینامیکی بر اساس معادله آدامز- بشفورت در دریاچه‌های بسته پیشنهاد شده است. در تمامی شکل‌های (۵-۳۲) تا (۵-۴۰) که مقایسه ای بین مشاهدات و حل عددی دما می‌باشد، یک توافق نسبتاً خوبی بین نمودارها برقرار می‌باشد که نشان دهنده قابلیت وصحت نتایج مدل عددی ارائه شده می‌باشد.

این مطالعه کوششی برای پیش بینی ساختار فیزیکی سه بعدی و برهم کنش جو با دریا را نشان می‌دهد. کیفیت پیش بینی مدل در دریای خزر بطور گسترده به پیش بینی یک مدل جوی وابسته است بخصوص شرایط باد، در نظر گرفتن اثرات اصطکاکی و بررسی مدل در شرایط وابسته به زمان. مدل قادر است گردش و ساختار دما را در دریای خزر در یک مقیاس بزرگ و متوسط بخوبی نشان می‌دهد. نتایج حاصل از مدل با اطلاعات گشت دریایی همخوانی نسبتاً خوبی را دارد. بطور خلاصه می‌توان چنین بیان نمود، با توجه به آزمایشهای انجام شده بر روی مدل عددی و نتایج حاصل از آنها، می‌توان صحت و دقت توابع جریان و سرعت جریان را در مدل ارائه شده مورد ارزیابی قرار داد. با توجه به نوع الگوی میدان باد در ساعت (۰ تا ۶) وجود حلقه های جریان در حوزه شمالی و میانی کاملاً مشخص است. این حلقه های جریان وجود گردش توده آب در خلاف جهت عقربه های ساعت را نشان می‌دهد شکل (۵-۶).

در شمالی ترین ناحیه شرقی به علت برآمدگی ناحیه مرزی حلقه جریانی در خلاف جهت عقربه های ساعت مشاهده می‌شود. در لایه سوم نیز یک جداشدگی جریان در ناحیه شمالی و مرکزی هنگامی که توده آبی که از حوزه شمالی به مرکزی نفوذ می‌کند بر اثر وجود پشته در این ناحیه مشخص است. اندازه سرعتها از 0.5mm/s تا 1.8cm/s در لایه اول زمان اول محاسبه شده که بیشترین مقدار در ناحیه غرب حوزه ناحیه میانی می‌باشد شکل (۵-۷).

در لایه سوم با توجه توپوگرافی کف دریا، سرعت در مناطق شمالی کم و یا حتی صفر است که می‌تواند ناشی از وجود اصطکاک بستر کف دریا باشد.

در ساعت ۱۲ ضمن اینکه یک گردش کلی در خلاف جهت حرکت عقربه های ساعت در سه ناحیه شمالی، میانی و جنوبی مشاهده می‌شود، وجود یک حلقه گردش ساعتگرد بسته نیز در ناحیه جنوبی دیده می‌شود که می‌توان به علت وجود اثر وزش باد در این ناحیه دانست که جریانی در سطح ایجاد کرده و بعد از برخورد به مرزهای شرقی و جنوب و برخورد جریان در ناحیه غربی، حلقه جریان کاملی را در جهت حرکت عقربه های ساعت ایجاد می‌کند. مقیاس سرعتها بر حسب سانتیمتر بر ثانیه است و حدود سرعتها از 0.6mm/s تا 12cm/s در لایه اول محاسبه شده است. در بررسی برشهای طولی و عرضی در نگاه اول، کاهش شدید سرعت با عمق قابل ملاحظه می‌باشد. در برش طولی، نشست آب در قسمتهای شمالی دریای خزر مشاهده می‌شود ضمن اینکه به نظر می‌رسد یک گردش در جهت حرکت

عقربه های ساعت از شمال به طرف جنوب در حوزه میانی وجود دارد. این گردش حدوداً تا عمق ۱۰۰ متر برقرار است. سرعت جریان در قسمت باریک دریای خزر (جنوب حوزه میانی) هنگام ورود به حوزه جنوبی در قسمت غرب دارای سرعت بیشتری نسبت به این نقطه و نسبت به شمال نقطه میانی است که این مطلب با واقعیت همخوانی دارد زیرا با باریک شدن محل عبور جریان، سرعت آن باید افزایش یابد. همچنین با گزارشهای ارائه شده که بیان کننده پائین بودن سرعت در قسمت شرقی نسبت به قسمت غربی است مطابقت می کند.

با یک نگاه کلی به شکلهای (۵-۳۲) تا (۵-۳۵) که مقایسه ای است بین دمای مشاهده شده و دمای محاسباتی در ایستگاههای ۱ تا ۹ مشاهده می شود که یک توافق خوب بین دو نمودار برقرار است. با توجه به همخوانی قابل قبول دما در ایستگاهها می توانیم با اطمینان تغییرات دما را در برشهای طولی و عرضی بررسی نماییم. تغییرات دما در قسمت شرقی بیشتر از قسمت هم تراز آن در بخش غربی می باشد که با توجه به گرمای قسمت شرقی و نفوذ آب شمالی به شرق، این قسمت طبیعی به نظر می رسد. با توجه به شکل (۵-۲۰) یک گرادیان ضعیف دما از شرق به مرکز حوزه نمایان است که این حالت وجود جریانهای زیر سطح را در جهت حرکت عقربه های ساعت پیش بینی می کند. یک گرادیان دمایی نسبتاً بزرگ نیز در محلی که عمق آب شروع به زیاد شدن می کند مشخص است که نشان از یک جریان گرانی بر اثر تغییرات دانسیته در این محل است. مدل بخوبی می تواند تغییرات دما را در نزدیکی سطح پیش بینی کند و با توجه به نیمرخ دما در برش طولی دریای خزر، مشاهده می شود که تقریباً در لایه های بالای ۲۰۰ متر گرادیان های ضعیفی از شمال به جنوب وجود دارد. نمودار تغییرات طولی توزیع دما ناشی از محاسبات عددی نشان می دهد که گرادیان های دمایی از شمال دریای خزر تا روی پشته بین دو حوزه جنوبی و شمالی وجود دارد. این گرادیان های دما در لایه های زیرین بزرگتر از لایه های بالا جلوه می نماید. در حوزه جنوبی در لایه تحتانی، آب همگن است اما در لایه های بالا یک گرادیان دمایی از وسط حوزه به طرفین در عمق حدود ۲۰۰ متر مشاهده می شود. آبهای اعماق حدود ۵ درجه سانتیگراد می باشند و گرادیان های دمایی بخصوص از کناره های شرقی به مرکز حوزه وجود دو حلقه گردش آب را نشان می دهند. بطور خلاصه می توان چنین بیان نمود که با توصیف های ارائه شده چنین نتیجه می شود که مدل قادر است با یک اطمینان قابل قبول ساختار دمایی را در دریای خزر نشان دهد که این نتایج با نتایج حاصل از گشت دریایی همخوانی نسبتاً خوب و با گزارشات موجود در ساختار حرارتی دریای

خزر تشابه چشمگیری دارد. در مورد سرعت نیز حلقه های اصلی و جهت حرکت توده آب با توجه به آزمایش های انجام شده بر روی مدل، قادر است تغییرات سرعت را در کناره ها و مرکز بخوبی نشان دهد. تغییرات سرعت با عمق قابل دقت است و همچنین جهت حرکت آب در لایه های زیر سطح وجود جریان دورانی را نشان می دهد. حرکت آب از حوزه میانی به جنوبی از روی برآمدگی بین دو حوزه وجود دارد و این آب به احتمال زیاد باعث تغییرات در آبهای زیرین حوزه جنوبی می شود.

۶-۴- پیشنهادات

مدل عددی کامپیوتری ارائه شده، هرچند می تواند شکل واقعی جریانات و ساختار دما را به طور کلی در دریای خزر بیان کند اما برای نتیجه گیری بهتر با اندازه گیری دقیق پارامترهای A_H و A_Z و تفکیک مکانی با شبکه کوچکتر توصیه می شود. همچنین کاربرد روشهای این برنامه می تواند برای کی دوره بلند مدت یک ماهه یا چند ماهه در صورت وجود داده های میدانی مورد بررسی قرار گیرد. نتایج حاصل به بررسی بهتر جریانات در دریای خزر و حتی بررسی امواج با پریود بلند مدت (کلوین) منجر می شود که البته وجود این امواج را که در مرزهای ساحلی تشکیل می شوند و به امواج لبه ای معروف هستند، می توان با داشتن سرعتها در کناره های مرزی بررسی و تحلیل کرد. البته این شرایط مستلزم این است که کارهای میدانی تحقیقاتی صورت پذیرد که با توجه به اهمیت دریای خزر در منطقه چه از نظر اقتصادی و سیاسی، لزوم تحقیقات بیشتر احساس می شود.

نگارنده امیدوار است حمایت علمی و اطلاع رسانی درست و دقیق از افرادی که در این زمینه تحقیق می نمایند، سبب کارهای جدید در دریای خزر شود.

منابع

- ۱- ایرانبدی، مهنوش، ۱۳۷۴، مدل باروتروبیکی جریانات گردش ناشی از رانش باد در حوضچه خزر جنوبی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی تهران شمال
- ۲- بنا زاده و م. بیدختی، فدوی حسینی، سال ۲۱، شماره ۱، بررسی اولیه مدل سه بعدی جریان در دریای خزر، مجله استقلال
- ۳- بیدختی، ع، حیدری نژاد، ق، ۱۳۷۷، گزارش پیشرفت کار شماره (۱) طرح پژوهشی مطالعه خرد ساختاری هیدرودینامیکی و تلاطم در خلیج فارس، سازمان هواشناسی کشور
- ۴- بررسی مسائل دریای خزر، ۱۹۹۵، گزارش سمینار برگزار شده از طرف آژانس بین المللی انرژی اتمی و سازمان بین المللی یونسکو، پاریس ۹-۱۲ مه
- ۵- پریشانی فروشانی، سحر، علیرضا برهان داریان و احمد فاتحی، ۱۳۸۱، استخراج اتوماتیک هیدروگراف سیل حوزه ای در GIS، مجموعه مقالات ششمین کنفرانس بین المللی مهندسی رودخانه جلد ۲، دانشگاه شهید چمران اهواز، صفحه ۱۴۶۹ تا صفحه ۱۴۸۲
- ۶- سلیمانی، کریم، سال یازدهم، شماره ۱۴۶، اهمیت بررسی نوسانات سطح آب دریای خزر، مجله جهاد
- ۷- شعبانی، علی، ۱۳۷۳، گردش در دریای خزر، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی تهران شمال
- ۸- فدوی حسینی، هادی، ۱۳۷۸، مدل سه بعدی جریان در دریای خزر، پایان نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات
- ۹- فدوی حسینی، هادی، ۱۳۸۱، مدل سه بعدی جریان در دریای خزر، مجله استقلال

- 10- Allender, J.H. and J.H.Saylor, 1979. Model and observed circulation throughout the annual temperature cycle of Lake Michigan, J.Phys.Oceanogr. 9: 573-579
- 11- Apel, J. R. 1990. Principles of Ocean physics, AC.
- 12- Beletsky, D.W.P.OConnor, D.J.Schwab, and D.E.Dietrich, 1997.Numerical simulation of internal Kelvin waves and coastal upwelling fronts, J.Phys. Oceanogr. 27(7): 1197 – 1215.
- 13- Beletsky, D. and Schwab,D.J.1977. Modeling thermal structure and circulation in lake Michigan. Estuarine and coastal Modeling, proceeding of the conference A merican society of civil engineers. Held october 22 –24. 1977.
- 14- Bennett, J.R. 1974. On the dynamics of wind – driven lake currents. J. Phys.Oceanogr. 4 (3) 400 – 414.
- 15- Bennett, J.R. 1977. Athree – dimensional model of lake Ontario ;summer circulation J.Comparison with obserlations. J.Phys.oceanogr.7: 591 – 601.
- 16- Birchfield, G.F. 1972. Theoretical aspects of wind – drivin currents in a sea or lake of variable depth with no horizontal mixing, J. Phys ; oceanogr. 2, 355- 366.
- 17- Blumberg, A.F. and G.J. Mellor, 1987. A description of a three dimensional coastal ocean models ; Coastal and estuarine sciences ; 5; N.Sheaps) (ed) Amer. Geophys; Union; Washington, D.C. pp. 1-16.
- 18- Boyce, F.M.M.A. Donelan, P.F.Hamblin, C.R Murthy, and T.J.Simons, 1989. Thermal structure and circulation in the Great lake. Atmos – ocean, 27 (4), 607 – 642.
- 19- Brinen, J.J. 1990. Advanced physical oceanography numerical modeling.

- 20- Bravo, H.R. and Holly, F.M., (1996). "Turbulence Model for Depth-Averaged Flows in Navigation Installations", Journal of Hydraulic Engineering, ASCE. Vol. 122, No. 12, pp. 718-727.
- 21- Csanady, G.T. 1975. Lateral momentum flux in boundary currents. Phys. Oceanogr. 5. 705 –717.
- 22- CERD, Shore Protection Manual, 1984.
- 23- Ching, J.K.S. 1974. A study of lake – land breeze circulation over lake Ontario from IFYGL; buoy observations. Proc 17th – Conf. on Great Lakes Research; Int. Assoc. Great Lakes Res. 259- 268.
- 24- Chubarenko, B. Wang, Y. Chubarenko, I. Hutter, K. 2000. Barotropic wind – driven circulation patterns in a rectangular basin of variable depth influenced by a peninsula or island. Ann geophysicae.
- 25- Chubarenko, B. Wang, Y. Hutter, K. 2001. Wind – driven current simulations around the Island Mainau (Lake Constance), Ecological Modelling. 138 (2001) 55-73.
- 26- Eckart, C. 1960. Hydrosphere – Ocean dynamics.
- 27- Emery, K.O. and G.T. Csanady. 1973. Surface circulation of lakes and nearly land – locked seas. Proc. Nat. Acad. Sci. US., 70, 93-97.
- 28- Gill, A.E. 1980. Atmosphere – ocean dynamics.
- 29- Gorrlied, E.S., J.H. Saylor, and G.S. Miller, 1989. Currents and temperature observed in lake michigan from June 1982 to July 1983 NOAA Tech. Memo. ERL GLERL-71. 48. pp.
- 30 - Hill, M. N & Goldberg, E.D. 1978. The sea. vol. 186.

- 31- Johnston, C.O.A. 1998. Geographical information system in Ecological, BlackWell Science. Ltd
- 32- Kelley, J.G. and Hobgood, J.S. and Bert, R. Kw and Rao, D.B. and T.S. Murru, 1970. Circulation of the steady – state wind driven circulation in lake ontario. Arch. Meteor Ge; Phys; Bio kim. A 19. 195 – 210.
- 33- Z.Kowalik and T.Smurty. Numerical modeling of ocean dynamics. Advance series on ocean engineering. vol – 5.
- 34- Pedlosky, Y. 1989. Geophysical fluid dynamic.
- 35- Phillips, D. M. 1977. The Dynamics of the upper ocean.
- 36- Pickard, G.L. And Emry, W.Y, 1993. Descriptive physical ocean graphy.
- 37- Pond, S. and Pickard, G.L. 1978. Introductory Dynamical Oceanography.
- 38- Resio, D.T. and C.L. Vincent, 1977. Estimation of winds over the Great lake. J. Water ways. Port Coast. Ocean. ASCE, 102-265-283.
- 39- Schwab, D. J. 1997. Generation of three dimensional lake model forecasts for lake Erio, Amerecan Meteorillogical society, Sep. 1998. 659- 687.
- 40- Schwab, D. J. 1983. Numerical simulation of low frequency current fluctuations in lake Michigan. J. Phys. Oceanogr. 13(12). 2213-2224.
- 41- Schwab, D. J. and K.W. Bedford, 1994. Initial implementation of the great lakes forecating system Areal time system for predioting lake circulation and thermal structure. Watr Poll. Res, J. Canda, 29(213), 203 – 220.
- 42- Simons, T.J. 1976. Verification of numerical model of lake Ontario: long tirm heat transporrts, J. Phys. Oceanogr. 6, 372 – 378.

- 43- Simons, T.J. 1974. Verification of numerical model of lake Ontario. Circulation in spring and early summer. *J. Phys. Oceanogr.* 4, 507 – 523.
- 44- Simons, T.J. 1985. Reliability of circulation models. *J. Phys. Oceanogr.* 15-1191–1204
- Wyrki, K. 1965. The average annual heat balance of the North Pacific ocean and its relation to ocean circulation. *J. Geophys. Res.* 70, 4557 –4599.
- 45- Smith, G.D. 1989. Numerical solution of partial differential equations.
- 46- Turner, J.S. 1973. Buoyancy effects in fluid.
- 47- Wang, Y. Hutter, K. 2000. Methods of substructuring in the lake circulation dynamics. *Adv Water Res.* 23, 399 – 425.
- 48- Wang, Y. Hutter, K. 1998. A semi implicit semi – spectral primitive equation model for lake circulation dynamics and its stability performance. *J. Comput Phys.* 139, 209-241.
- 49- Williams, J. and Elder, S.A. 1989. Fluid physics for oceanographers and physicists.

Abstract:

This research is based on a numerical model for forecasting the three-dimensional behaviour of (sea) water motion due to the effect of a variable wind velocity. The results obtained are then analyzed and compared with observation.

This model is based on the equations that overcome the current and distribution of temperature by applying the method of finite difference with assuming Δx , Δy as constant and Δz , variable. The model is based on the momentum equation, continuity equation and thermodynamic energy equation and tension at the surface and middle layers and bottom stress. The horizontal and vertical eddy viscosity and thermal diffusivity coefficients we used in accordance with that of the Bennet on Ontario Lake (1977). Considering the Caspian Sea dimension in numerical model the Coriolis parameter used with β effects and the approximation Boussines have been used.

For the program controlling some simple experiment with boundary condition similar to that of the Caspian Sea have been done.

For modeling the Caspian Sea the grid of the field was done as follows: At horizontal surface grid size is 10×10 km extension and at vertical in 10 layers with varying thickness from surface to bed respectively as: 5, 10, 20, 30, 50, 100, 150, 200, 250, 500 and higher. The data of wind as velocity, direction and temperature of water related to 15th September 1995 at 6, 12 and 18 o'clock were obtained from synoptic station at the Caspian Sea shore and the research marine of Haji Alief. The information concerning shore wind was measured and by the method of SPM (shore protection manual) was transferred to far shore winds through interpolation and by use of inverse square distance of position distribution of the wind velocity at the Caspian surface field was obtained.

The model has been evaluated according to the reports and observations. Through studying the position of the current in different layers, the velocity in the cross section in the northern, southern and the middle layers, will be discussed. The results reveal the presence of the circulation cells in the three above mentioned areas. The circulation with depth is reduced too. The results obtained through the numerical solution of the temperature equation has been compared with the observation. The temperature change in different layers in cross section illustrates the relative accordance of the model mentioned.

Keywords:

Circulation, Temperature, Numerical model, Variable wind stress.